



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE - UFS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS - CCET
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - DGEOL

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UM AFLORAMENTO DA
FORMAÇÃO SERRARIA DA SUB-BACIA DE ALAGOAS E
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO NÍVEL ESTRATIGRÁFICO
CORRELATO.**

Luisa Sampaio Franco

São Cristóvão, Sergipe.

2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE - UFS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS - CCET
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - DGEOL

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UM AFLORAMENTO DA
FORMAÇÃO SERRARIA DA SUB-BACIA DE ALAGOAS E
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO NÍVEL ESTRATIGRÁFICO
CORRELATO.**

Luisa Sampaio Franco

ORIENTADOR: Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo

Monografia de Conclusão de Curso
apresentado à Universidade Federal de Sergipe
como requisito parcial para obtenção do título de
Bacharel em Geologia.

BANCA EXAMINADORA:

- A) Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo - Orientador – DGEOL/UFS
- B) Prof. Msc. Paulo Henrique Prado Stefano - Membro Interno – DGEOL/UFS
- C) Geól. Lucas de Santana Menezes – Membro Externo – Defesa Civil de Aracaju

São Cristóvão, Sergipe.

2018

LUISA SAMPAIO FRANCO

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DE UM AFLORAMENTO DA
FORMAÇÃO SERRARIA DA SUB-BACIA DE ALAGOAS E
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO NÍVEL ESTRATIGRÁFICO
CORRELATO.**

Trabalho de Conclusão de Curso aprovado pelo Departamento de Geologia da
Universidade Federal de Sergipe

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo

Orientador – DGEOL/UFS

Prof. Msc. Paulo Henrique Prado Stefano

Membro Interno – DGEOL/UFS

Geól. Lucas de Santana Menezes

Membro Externo – Defesa Civil de Aracaju

São Cristóvão, Sergipe, ____ de _____ de 2018.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por ter me guiado em todos os meus caminhos, em todas as minhas escolhas, inclusive pela escolha à geologia e por todas as bênçãos até hoje alcançadas.

Gostaria de agradecer imensamente aos meus pais, Dayse e Gelton, por todo apoio dado a mim desde pequena, por todos os ensinamentos e por sempre acreditarem no meu potencial. Agradeço às minhas irmãs, Aninha e Marina, por toda paciência em me escutar explicar e comentar sobre a geologia, por todo companheirismo e carinho. Saibam que sem vocês não teria conseguido chegar onde estou.

Meu grande agradecimento ao meu orientador, Prof. Dr. Felipe Torres Figueiredo, por aceitar me orientar nesse trabalho de conclusão de curso, por todo o apoio dado, pelos auxílios e discussões positivas nos trabalhos de campo, além dos conselhos para fazer este trabalho possível.

Agradeço também ao Prof. Dr. Antônio Jorge Vasconcellos Garcia pelo apoio dado ao ceder o material necessário para a realização de uma das frentes do trabalho, por todas as dicas passadas e pela disposição em ajudar.

Não poderia deixar de agradecer aos meus companheiros de graduação e de campo: Larissa, por toda a parceria nas nossas conversas e apoio prestado, a Pedro pelas sugestões e dicas para a realização desse trabalho, a Hugo pela grande ajuda em campo e a disposição na hora de tirar as dúvidas, a Isabela por todo apoio e suporte dado nas saídas de campo e a Bruno pela paciência e disposição para ajudar na confecção dos mapas. Agradeço também a todos que puderam contribuir de alguma forma para a realização deste trabalho.

Por fim, agradeço a Universidade Federal de Sergipe e ao Departamento de Geologia pelo suporte logístico e pelo fornecimento dos equipamentos.

“O segredo para ser feliz é aceitar o lugar onde você está hoje na vida e dar o melhor de si todos os dias”.

Djay Matcheuzinto

RESUMO

A Bacia Sergipe-Alagoas é uma bacia de margem continental atlântica, localizada nos estados homônimos, no nordeste do Brasil, caracterizada por um rifte assimétrico e alongado, formado devido à fragmentação do supercontinente *Gondwana*, no final do Jurássico. O contexto de evolução tectono-sedimentar dessa bacia faz com que ela apresente a sucessão estratigráfica mais completa, incluindo desde remanescentes de sedimentação glácio-marinha Paleozoica até sequências marinhas Cenozoicas. Este trabalho de conclusão de curso tem como alvo a fase pré-rifte da sub-Bacia de Alagoas, através do estudo de um afloramento da Formação Serraria, na proximidade do município de Igreja Nova (AL), tendo como intuito caracterizar as suas heterogeneidades e interpretar o seu paleoambiente, além de caracterizar petrograficamente o nível estratigráfico correlato a este afloramento. Para tanto, inicialmente, a análise e caracterização das fácies sedimentares, das superfícies limitantes, das paleocorrentes e do elemento arquitetural deste afloramento foi realizada. Como resultado, foram descritas e interpretadas neste trabalho 5 fácies sedimentares, 5 ordens hierárquicas de superfícies limitantes e um elemento arquitetural. A caracterização petrográfica deste trabalho foi realizada através da análise de 5 lâminas delgadas do mesmo nível estratigráfico do afloramento, sendo elas descritas e agrupadas em 3 petrofácies. Com os dados obtidos, o afloramento foi interpretado como sendo de um paleoambiente dentro de um canal fluvial, caracterizada através do elemento arquitetural de macroforma de acreção frontal (DA), apresentando seu paleofluxo principal para sul. Com a análise qualitativa e quantitativa das lâminas desse estudo, foi possível caracterizar as petrofácies texturalmente como submaturas a supermaturas e composicionalmente como maduras, recebendo a nomenclatura de quartzo arenitos diagenéticos. A porosidade dessas rochas foi definida como boa a excelente, ocorrendo em geral de forma conectada, além de interpretar essas rochas como pertencentes ao Domínio Diagenético Medial da Formação Serraria, caracterizado por quartzoarenitos diagenéticos que sofreram intensa dissolução dos feldspatos devido à ação da telodiagênese.

Palavras-chave: Sub-bacia de Alagoas; Formação Serraria; interpretação paleoambiental; caracterização petrográfica.

ABSTRACT

The Sergipe-Alagoas Basin is a basin of atlantic continental margin, located ... the homonymous states, in northeastern of Brazil, which is characterized by an asymmetric and elongated rift, formed due the fragmentation of the supercontinent Gondwana, at the end of the Jurassic Period. The tectono-sedimentary evolution context of this basin makes it the most complete stratigraphic sequence, including from Paleozoic glacial-marine deposits remnants to marine sequences of Cenozoic Era. This project aim's is the pre-rift phase of the Alagoas sub-basin, through the study of one outcrop of the Serraria Formation, localized in Igreja Nova (AL), with the purpose of characterizing its heterogeneities and interpreting its paleoenvironment, as well as petrographically characterizing the stratigraphic level correlated to this outcrop. Therefore, the analysis and characterization of the sedimentary facies, the limiting surfaces, the paleocurrent and the architectural element of this outcrop were performed. As a result, 5 sedimentary facies, 5 hierarchical orders of limiting surfaces and one architectural element were identified and interpreted in this project. The petrographic characterization of this project was realized through the analysis of 5 thin sections of the same stratigraphic level of the outcrop, being them described and grouped in 3 petrofacies. With the obtained data, the outcrop was interpretaded as part of a paleoenvironment within a fluvial channel, characterized by the architectural element of downstream-accretion deposits (DA), presenting its principal paleoflower to south. Through the qualitative and quantitative analysis of these thin sections, it was possible to characterize the petrofacies texturally as submature to supermature and compositionally as mature, receiving the nomenclature of diagenetic quartz sandstones. The porosity of these rocks was defined as good to excellent, occurring in general in a connected way, besides interpreting these rocks as belonged to Medial Diagenetic Domain of the Serraria Formation, characterized by diagenetic quartz sandstones which suffered intense dissolution of feldspars due the action of telodiagenesis.

Key-words: Sub-basin Alagoas, Serraria Formation, paleoenvironment interpretation, petrographic characterization

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	16
3. LOCALIZAÇÃO E VIA DE ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	17
4. METODOLOGIA	18
4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO	18
4.2 ETAPA DE CAMPO	18
4.2.1 ELABORAÇÃO DE FOTOMOSAICOS	19
4.2.2 ELABORAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS	19
4.2.3 DESCRIÇÃO DE FÁCIES, SUPERFÍCIES LIMITANTES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS	20
4.2.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES	20
4.3 ETAPA PÓS-CAMPO	22
4.3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	22
4.3.1.1 CONTAGEM MODAL	25
4.3.3 GRÁFICOS TERNÁRIOS	26
5. BACIA SERGIPE-ALAGOAS	27
5.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA-ESTRATIGRÁFICA	29
5.2 FORMAÇÃO SERRARIA	31
6. AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL	35
7. RESULTADOS	39
7.1 ANÁLISE DE FÁCIES	40

7.2 ANÁLISE DE SUPERFÍCIES LIMITANTES	49
7.3 ANÁLISE DE ELEMENTO ARQUITETURAL	54
7.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES	55
7.5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	56
7.5.1 PETROFÁCIES “A” (ARENITO CONGLOMERÁTICO)	57
7.5.2 PETROFÁCIES “B” (ARENITO MÉDIO)	59
7.5.3 PETROFÁCIES “C” (ARENITO MÉDIO A GROSSO)	61
7.6 ANÁLISE COMPOSICIONAL	63
8. DISCUSSÃO	64
9. CONCLUSÃO	68
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
ANEXO 1	73
ANEXO 2	74

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo. (Confeccionado a partir do banco de dados da Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe (SRH). Coordenadas do afloramento: UTM 757221/8874237. Datum utilizado: WGS-84)	17
Figura 2 - Representação do padrão de migração obtida através da diferença entre rumo de mergulho de paleocorrentes e limites de séries. (Fonte: baseado em Miall,1996)	21
Figura 3 – Classificação gráfica do arredondamento e esfericidade (Modificado de Pettijohn et al., 1973 <i>apud</i> Nichols, 2009)	23
Figura 4 – Classificação gráfica dos tipos de contato entre grãos (Menezes, 1999 <i>apud</i> Miguel, 2012)	23
Figura 5 – Tipos de macroporosidade (Schmidt & McDonald <i>apud</i> Jesus, 2004)	24
Figura 6 - Diagrama ternário adaptado de Folk (1968) para nomenclatura das rochas	26
Figura 7 - Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas em seu contexto geológico regional e delimitações conforme proposto por Souza-Lima <i>et al.</i> 2002	27
Figura 8 - Arcabouço estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando os principais compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (reproduzido de Lana 1985 e Falkenhein et al. 1986 <i>apud</i> Cruz, 2008)	28
Figura 9 - Intervalo estratigráfico da Formação Serraria, foco deste trabalho (retângulo vermelho). Modificado de Campos Neto et al. (2007)	31
Figura 10 - Subdivisões dos intervalos litológicos da Formação Serraria. (Modificado de Garcia et al.,1990 <i>apud</i> Castro, 2016)	32
Figura 11 – Mapa geológico da região do estudo e localização do afloramento analisado. Confeccionado a partir do banco de dados do Geobank da CPRM. Coordenadas do afloramento: UTM 757221/8874237. Datum utilizado: WGS-84)	33
Figura 12 – Mapa de localização dos domínios diagenéticos da Formação Serraria (Garcia <i>et al.</i> 1998)	35
Figura 13 - Tipos morfológicos básicos de canais fluviais (Miall,1978)	37
Figura 14 – Modelo com as principais características morfológicas do rio entrelaçado. Modificado de Nichols (2009) <i>apud</i> Ramos (2017)	38

Figura 15 – Visão geral do afloramento com o posicionamento dos dois fotomosaicos e perfis levantados	40
Figura 16 – Conjunto de séries de estratificações cruzadas acanaladas, apresentando contato com a fácies At	41
Figura 17 – Detalhe da fácies Aa. A seta preta indica os seixos e grânulos orientados nos <i>foresets</i> . A reativação da série está representada pela linha vermelha, mostrando o contato retilíneo a ondulado do limite das séries	41
Figura 18 – A) Detalhe da gradação lateral da fácies At para Aa. B) Arenito com estratificação cruzada tabular da fácies At	42
Figura 19 – A) Intraclastos pelíticos orientados no <i>foreset</i> (indicado pela seta branca). B) Detalhe do intraclasto pelítico com 7 cm de comprimento (indicado pela seta branca)	43
Figura 20 – Detalhe do arenito conglomerático com seixos e grânulos orientados no <i>foreset</i> e a ocorrência da textura granodecrescente para o topo	45
Figura 21 – Estratificação cruzada acanalada gradando lateralmente para esquerda para estratificação convoluta. Caráter gradual da deformação da direita para esquerda pode indicar escorregamento com perturbação sin-sedimentar. Notar limite de base não deformado	46
Figura 22 – Perfis colunares 01 e 02.....	48
Figura 23 – Interpretação do mosaico 1, localizado na porção leste do afloramento, evidenciando as superfícies limitantes S0, S1, S2 e S4, além de conter a localização do levantamento do perfil vertical 1. DA - Downstream-accretion deposits ou macroforma de acreção frontal	52
Figura 24 – Interpretação do mosaico 2, localizado na porção oeste do afloramento, evidenciando as superfícies limitantes S0, S1, S2 e S3, além de conter a localização do levantamento do perfil vertical 2 DA - Downstream-accretion deposits ou macroforma de acreção frontal	53
Figura 25 – Diagrama de dispersão do tipo rosetas das paleocorrentes e dos limites de base medidos	55
Figura 26 – Petrofácies “A”- lâminas GAF-01 e GSTS-01. A) Laminação marcada pela granulometria mais fina (setas vermelhas). B) Visão da bimodalidade granulométrica dessa petrofácies. C) Cimento de óxido de ferro de coloração avermelhada e cimento de cristais de pirita representada pela	

coloração preta. D) Cimento de microcristais de pirita substituindo provavelmente um intraclasto. E) Poro agigantado não conectado indicado pela seta vermelha, ocorrendo predominantemente na foto a porosidade intergranular do tipo poro alongado. F) Cristal de biotita vista a nicóis cruzados (indicada pela seta vermelha)	58
Figura 27 – Petrofácies “B”- lâminas GAF-02 e GSTS-07. A) e B) Visão geral da petrotrama das lâminas. C) Porosidade secundária intergranular do tipo poro agigantado conectado indicado pela seta vermelha. D) Microcristais de pirita ao redor de grãos do arcabouço. E) Visão da lâmina em nicóis cruzados. F) Fragmento lítico de quartzito indicado pela seta vermelha visto a nicóis cruzados	60
Figura 28 – Petrofácies “C”- lâmina GSTS-05. A) e B) Visão da granulometria bimodal dessa petrofácies, com a fração mais fina apresentando forma subangular e a fração mais grossa com forma subarredondada C) Grão de quartzo apresentando borda corroída devido à dissolução. D) Porosidade secundária do tipo poro alongado. E) Cimento de óxido de ferro e pirita ocorrendo de forma intergranular. F) Fragmento lítico de quartzito indicado pela seta vermelha visto a nicóis cruzados	62
Figura 29 – Diagrama ternário QFL adaptado de Folk (1968) apresentando a classificação das amostras obtidas através da contagem modal	63
Figura 30 – Modelo 1 da evolução estratigráfica para o afloramento em estudo	67
Figura 31 – Modelo 2 da evolução estratigráfica para o afloramento em estudo	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação da macroporosidade em relação a sua frequência na rocha analisada (Arh, 2008 <i>apud</i> Melo, 2016)	24
Tabela 2 – Resumo das fácies descritas e interpretadas	46
Tabela 3 – Interpretação da migração dos corpos arenosos dos dois perfis verticais com a localização das respectivas camadas (contadas da base para o topo) em que foi realizada a medida, levando em conta a diferença dos valores dos rumos de mergulho das paleocorrentes (PC) e os valores dos rumos de mergulho dos limites de base (LB)	54
Tabela 4 – Análise composicional do arcabouço realizada através da contagem modal das lâminas	61

LISTA DE SIGLAS

SRH – Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe

TCC – Trabalho de Conclusão de Curso

Siglas de fácies sedimentares

Aa – Arenito médio com estratificação cruzada acanalada

At – Arenito médio com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos

Aai – Arenito médio com estratificação cruzada acanalada com intraclastos pelíticos

Act - Arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular

Aac – Arenito médio com estratificação convoluta

Siglas de superfícies limitantes

S0 – Superfície de *foreset*

S1 – Superfície dos limites de séries

S2 – Superfícies dos limites de *co-sets* de litofácies

S3 – Superfícies de reativação de séries

S4 – Superfícies de abandono de canal

Siglas de elementos arquiteturais

DA – *Downstream-accretion deposits* (Macroforma de acreção frontal)

1. INTRODUÇÃO

O estudo das sucessões verticais de fácies envolve processos descritivos e interpretativos, sendo de fundamental importância para a análise e interpretação dos sistemas deposicionais.

Segundo Miall (2000), a análise de fácies compreende o estudo e a interpretação de texturas, estruturas sedimentares, em escala de afloramentos, testemunhos de sondagem ou pequenas porções de uma bacia. A sua interpretação, baseia-se em analogia com modelos modernos observados na natureza, sendo a principal ferramenta para a interpretação de processos deposicionais.

Esse trabalho de conclusão de curso visou à identificação e análise de fácies de um afloramento da Formação Serraria, na sub-Bacia Alagoas, localizada no estado homônimo, no nordeste do Brasil, a fim de identificar, interpretar e caracterizar o seu paleoambiente, realizando também uma caracterização petrográfica dessas rochas, com a finalidade de obter a análise multi escalar da unidade e as suas características porosas.

A Formação Serraria, representante da fase evolutiva pré-rifte da Bacia Sergipe-Alagoas, é composta por arenitos médios a grossos interpretados como um contexto de sedimentação fluvial, segundo Perrella *et al.* (1963). Essa formação é dividida em três intervalos litológicos distintos, o intervalo basal, intermediário e intervalo superior, onde o afloramento escolhido para este estudo representa o intervalo intermediário, sendo formado por arenitos médios a grosseiros e conglomerados.

Nesse contexto, foram aplicados ao afloramento escolhido, localizado nas proximidades da cidade de Igreja Nova (AL), os procedimentos metodológicos de análise de fácies, paleocorrentes, superfícies limitantes e de elementos arquiteturais, seguindo a metodologia aplicada por Miall (1996). Posteriormente, realizou-se a fase da análise petrográfica de cinco lâminas representativas do mesmo nível estratigráfico do afloramento em estudo, com o intuito de caracterizar texturalmente e composicionalmente as rochas, além de

analisar as suas porosidades e determinar a qual domínio diagenético essas rochas pertencem (Garcia, 1998).

2. OBJETIVOS

Este trabalho de conclusão de curso tem como objetivo geral interpretar o paleoambiente de um afloramento da Formação Serraria nas proximidades da cidade de Igreja Nova (AL) e comparar os resultados com os modelos de sedimentação propostos para a unidade. A análise qualitativa e quantitativa de cinco lâminas delgadas desses arenitos foi realizada para auxiliar o estudo das fácies e para a caracterização em termos de qualidade porosa das rochas.

Como objetivos específicos buscou-se:

- Aplicar ao afloramento os métodos de coletas de dados em bacias sedimentares para a inferência do paleoambiente deposicional;
- Identificar e analisar fácies sedimentares;
- Realizar análise de superfícies limitantes e elementos arquiteturais;
- Inferir o padrão de dispersão do paleofluxo local;
- Caracterizar texturalmente e composicionalmente as petrofácies;
- Avaliar a porosidade das petrofácies;
- Determinar a qual modelo diagenético as petrofácies analisadas pertencem.

3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

O afloramento do presente estudo se localiza no município de Igreja Nova no estado de Alagoas, região nordeste do Brasil.

A melhor via de acesso, partindo de Aracaju (SE) até a área de estudo, se dá através da BR-101, sentido Maceió (AL), até a saída para a cidade de Igreja Nova (AL), de onde se segue por uma estrada estadual (AL-225). Da cidade é possível chegar com veículo comum até o afloramento por meio da saída sul, através de uma estrada de terra, ao longo da qual se percorre um trecho de aproximadamente 5,5 km. .

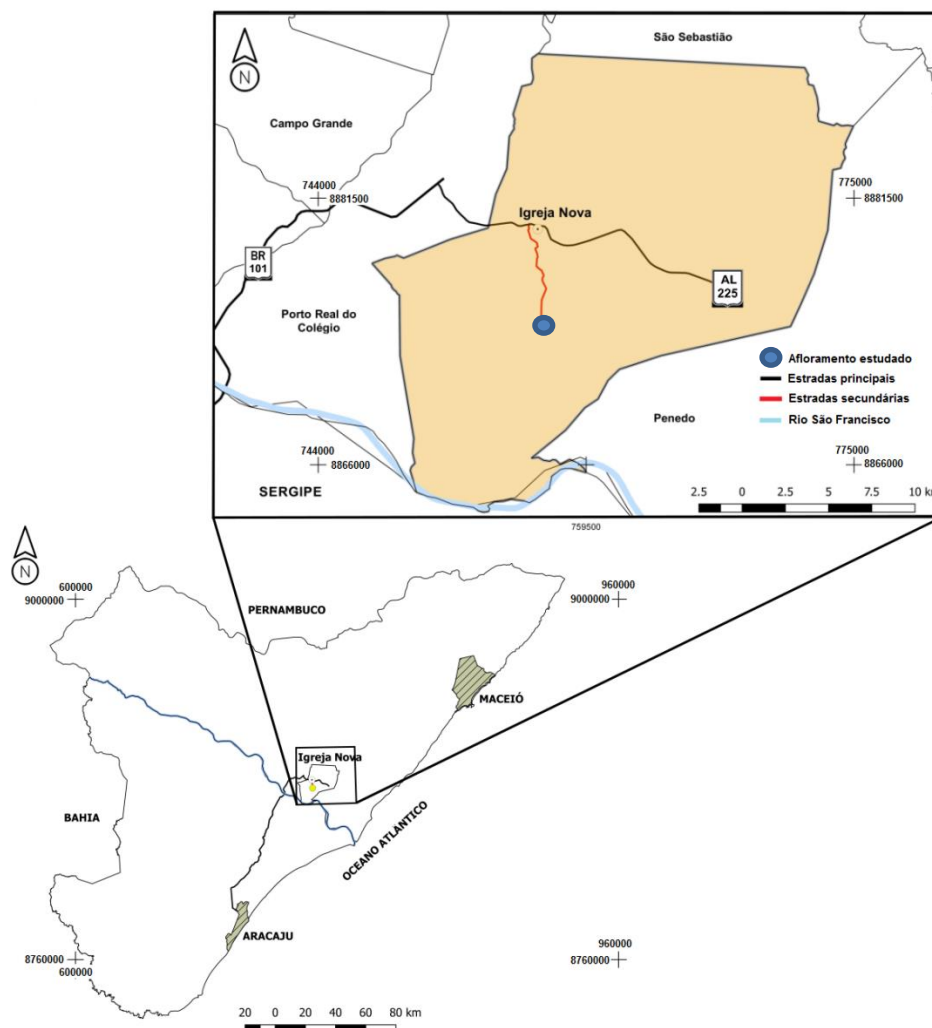


Figura 1 – Localização da área de estudo. (Confeccionado a partir do banco de dados da Secretaria de Recursos Hídricos de Sergipe (SRH) e do Geobank da CPRM. Coordenadas do afloramento: UTM 757221/8874237. Datum utilizado: WGS-84).

4. METODOLOGIA

A aplicação do método no presente trabalho foi dividida em três etapas: 1) Etapa Pré-Campo; 2) Etapa de Campo; 3) Etapa Pós-Campo.

4.1 ETAPA PRÉ-CAMPO

Esta etapa consiste na revisão bibliográfica a respeito da geologia da Bacia Sergipe-Alagoas e da Formação Serraria, além da fundamentação teórica das ferramentas a serem utilizadas na fase de levantamento de campo e da literatura sobre os modelos de sedimentação fluvial e dos fundamentos básicos para a análise petrográfica de rochas siliciclásticas.

4.2 ETAPA DE CAMPO

Utilizando a metodologia baseada na sistemática descrita por Miall (1996), a etapa de levantamento de campo se deu durante duas campanhas, visando uma descrição detalhada da arquitetura deposicional do afloramento estudado. Os procedimentos metodológicos utilizados foram: elaboração de fotomosaicos, levantamentos de dois perfis verticais no afloramento do estudo, análise de fácies, superfícies limitantes e de elementos arquiteturais, além da medição de dados de paleocorrentes.

4.2.1 ELABORAÇÃO DE FOTOMOSAICOS

Segundo Miall (1996), este método baseia-se na sobreposição de imagens do afloramento estudado e é utilizado quando se trabalha em afloramentos extensos, onde uma única foto não o representa por inteiro.

Para a construção de um fotomosaico é necessário se afastar do afloramento a uma distância de algumas dezenas ou poucas centenas de metros, a depender da posição em que o afloramento se encontra, e executa um caminamento lateral a ele, tirando a foto o mais perpendicular possível em relação ao afloramento, formando séries de fotografias com 50% de sobreposição. É importante que se mantenha a mesma distância durante todo o percurso e também o nível de zoom fixo, para que todas as fotos fiquem o máximo possível na mesma escala.

A construção desses fotomosaicos é de extrema importância em campo, pois podem servir para destacar geometria de camadas, variações litofaciológicas e ajudar na interpretação de superfícies limitantes.

4.2.2 ELABORAÇÃO DE PERFIS VERTICAIS

Perfis verticais ou seções colunares são representações gráficas em escala definida, na forma de uma coluna vertical que servem para ilustrar e interpretar a organização temporal do empilhamento litoestratigráfico ao longo de um intervalo de um afloramento, de um testemunho de sondagem ou de uma área da bacia. Segundo Tucker (2003), este método é importante para avaliar possíveis variações das fácies, superfícies limitantes e de elementos arquiteturais ao longo do tempo.

Para a sua construção, é necessário escolher uma escala vertical adequada para a melhor representação. No eixo vertical são representadas as espessuras das camadas e a características litológicas, enquanto que no eixo horizontal é disposta a informação sobre a granulometria. Todas as estruturas,

paleocorrentes e relações de contato sobrepostas e sotopostas são indicadas no perfil.

4.2.3 DESCRIÇÃO DE FÁCIES, SUPERFÍCIES LIMITANTES, E ELEMENTOS ARQUITETURAIS

A análise de fácies compreende o estudo e a interpretação de texturas (granulometria, selecionamento, arredondamento e esfericidade dos grãos), estruturas sedimentares, fósseis, estruturas biogênicas e paleocorrentes em escala de afloramento, testemunhos de sondagem ou pequenas porções de uma bacia (Miall, 2000).

Essa metodologia foi aplicada em campo através do levantamento de perfis verticais. As fácies foram descritas levando em conta as litologias e as suas estruturas, sendo de fundamental importância para uma discussão sobre o ambiente deposicional.

As associações de fácies quando delimitadas por superfícies limitantes na base e no topo, constituem um elemento arquitetural, o qual fornece a base para a interpretação do paleoambiente (Collinson, 1996).

A análise conjunta das superfícies limitantes e de associações de fácies permite interpretar o elemento arquitetural, que representa uma dada geometria em perfil ou em planta diagnóstica de uma pequena parte do sistema deposicional. O conjunto de elementos arquiteturais pode servir de base para a interpretação de um ambiente deposicional.

4.2.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

Os dados de paleocorrente são essenciais para a interpretação de elementos arquiteturais, principalmente para afloramentos bidimensionais,

onde esses dados podem fornecer as importantes informações tridimensionais (Miall, 1996).

Segundo Miall (1996), esse método é recomendado para interpretações preliminares das superfícies limitantes antes do exame detalhado de campo.

Essas análises de paleocorrentes mostram a orientação do afloramento em relação à direção do canal e das barras, sendo importante para avaliar a evolução das condições hidrodinâmicas em que foram geradas.

Em campo, esses dados foram coletados através da metodologia de *dip direction*, sendo medidos os sentidos e os ângulos de mergulho dos planos das estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, e quando possível, foram coletados os seus limites basais, que revelaram as orientações do plano sobre o qual migravam as formas de leito (Anexo 1, página 72).

Através da diferença entre os valores do rumo do mergulho das paleocorrentes e os valores do rumo mergulho dos limites de série, é possível inferir o padrão de migração das formas de leito. Segundo Miall (1996), quando a diferença entre esses valores são inferiores a 60° indica uma migração a jusante, valores de 60 a 120° e de 240 a 300° indicam migração lateral, enquanto que valores entre 120° e 240° indicam uma migração à montante das formas de leito, como representada na figura 2.

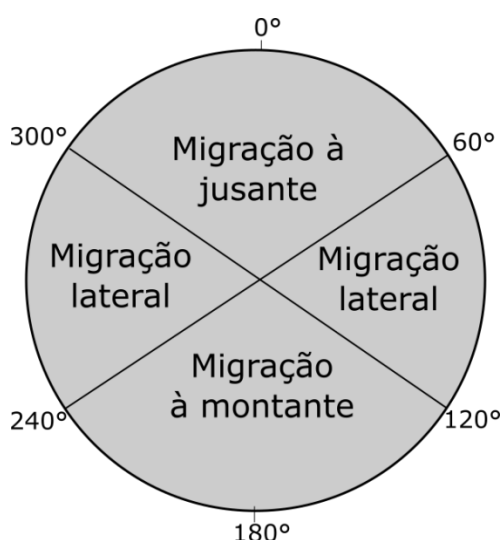


Figura 2 - Representação do padrão de migração obtida através da diferença entre rumo de mergulho de paleocorrentes e limites de séries. (Fonte: baseado em Miall, 1996).

4.3 ETAPA PÓS-CAMPO

Nessa etapa os dados foram tratados e organizados em laboratório. A partir dos dados de paleocorrente foram gerados diagramas de dispersão do tipo rosetas, com o auxílio do *software* livre *Stereonet 9*, além da edição das figuras das fácies e fotomosaicos com o auxílio do *software* livre *Inkscape*.

Os mapas apresentados neste trabalho foram confeccionados no *software* QGIS, segundo o *Datum* WGS-84.

4.3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A descrição petrográfica do presente trabalho foi realizada através da análise de cinco lâminas delgadas cedidas da tese de doutorado de Garcia (1991), tendo como critério de escolha a semelhança das fácies identificadas no afloramento com as descrições da tese de doutorado, como por exemplo, a semelhança das granulometrias e as suas características macroscópicas. Para tanto, foram escolhidas lâminas referentes ao mesmo nível estratigráfico do afloramento de estudo, sendo elas: GAF-01 e GAF-02 referente ao perfil 8, GSTS-05 e GSTS-07 do perfil 10 e a lâmina GSTS-01 do perfil 12, nomenclatura de Garcia (1991).

Essa etapa petrográfica tem como objetivo identificar os minerais constituintes da rocha, além de descrever a textura, os constituintes gerais, caracterizar a sua porosidade e interpretar os processos diagenéticos em que a rocha foi submetida.

As lâminas foram analisadas com auxílio do microscópio petrográfico Leica DM 2500P, com as principais feições petrográficas fotografadas através do *software* *analySIS getIT*, versão 5.1 da Olympus Soft Imaging Solutions GmbH.

Nesse trabalho, a classificação da textura da rocha foi realizada através da observação do tamanho dos grãos, da forma dos constituintes por toda a lâmina. Levou-se em conta a esfericidade, o arredondamento dos grãos, segundo Pettijohn *et al.* (1973) (Figura 3), a maturidade mineralógica da rocha, o tipo de contato ocorrente entre os grãos, segundo Menezes (1999) (Figura 4), e também o tipo de empacotamento encontrado.

	Muito arredondado	Arredondado	Sub arredondado	Subangular	Angular	Muito angular
Baixa esfericidade						
Alta esfericidade						

Figura 3 – Classificação gráfica do arredondamento e esfericidade (Modificado de Pettijohn *et al.*, 1973 *apud* Nichols, 2009).

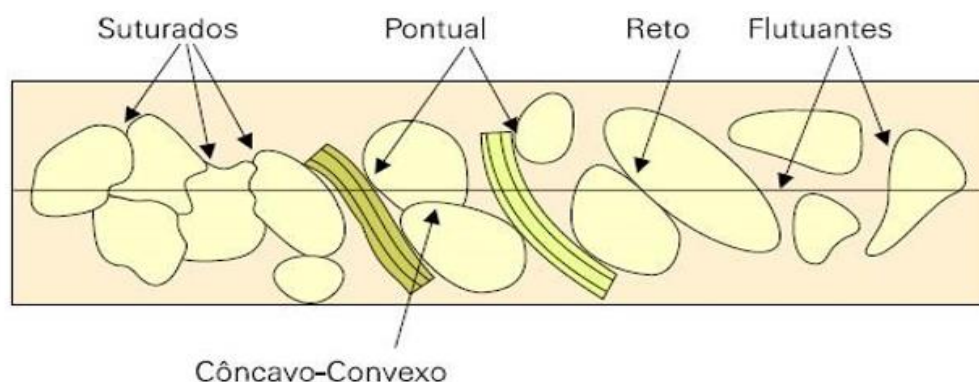


Figura 4 – Classificação gráfica dos tipos de contato entre grãos (Menezes, 1999 *apud* Miguel, 2012).

Em uma caracterização petrográfica se faz necessária a identificação e descrição não apenas dos minerais que constituem o arcabouço, mas também o tipo da matriz e do cimento, e as suas proporções na lâmina. Comumente, os constituintes fundamentais de uma rocha são: detritais, terrígenos, químicos, diagenéticos, bioquímicos e químicos esqueletais ou não esqueletais (Folk, 1968).

A caracterização da macroporosidade da rocha (ϕ), definida como sendo a porcentagem do volume dos poros em relação ao volume total da rocha, foi obtida por estimativa visual e através da contagem modal, sendo classificada de acordo com a tabela 1. Esses percentuais variam em função da heterogeneidade dos cimentos, da matriz, como também da seleção e granulometria dos grãos do arcabouço.

Tabela 1 – Classificação da macroporosidade em relação a sua frequência na rocha analisada (Arch, 2008 *apud* Melo, 2016).

Porcentagem	Classificação
0 - 5%	Insignificante
5 - 10%	Pobre
10 - 15%	Regular
15 - 20%	Boa
>20%	Excelente

A macroporosidade pode ser visualizada através de: poros agigantados, poros alongados, moldes e intragranular, como traz a figura 5.

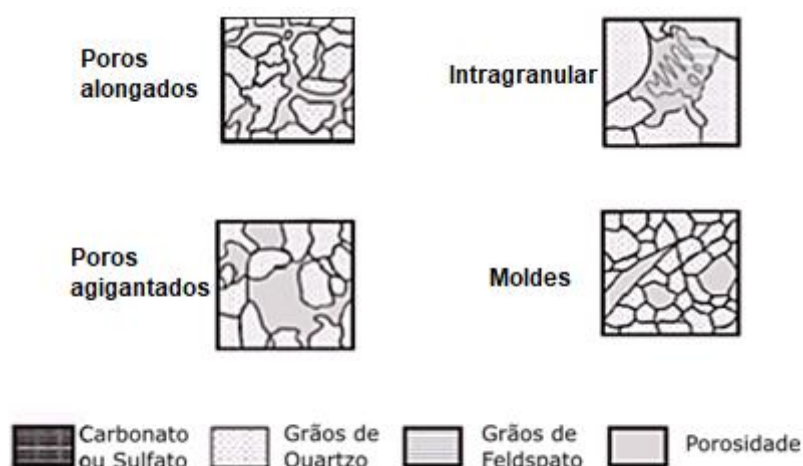


Figura 5 – Tipos de macroporosidade (modificado de Schmidt & McDonald (1979) *apud* Jesus, 2004).

Os processos diagenéticos consistem em um conjunto de mudanças químicas, físicas e biológicas que afetam os sedimentos a baixa temperatura, tendo seu limite máximo em torno de 200°C. Neste trabalho a diagênese é representada por processos de compactação mecânica, cimentação e dissolução de grãos formando porosidades secundárias.

Com o intuito de melhor descrever e caracterizar as microfácies do nível estratigráfico estudado, em relação a sua qualidade para reservatório, realizou-se a análise das petrofácies.

Segundo De Ros & Goldberg (2007), petrofácies de reservatório representa um conjunto de rochas estudadas que apresentam mesmas estruturas deposicionais específicas, texturas, composição e mesmos processos diagenéticos, que podem ter uma influência direta para a qualidade do sistema permo-poroso de um reservatório, aumentando ou diminuindo os seus valores.

4.3.1.1 CONTAGEM MODAL

A contagem modal é um método quantitativo que serve para estimar a composição da rocha a ser analisada (Stanton & Wilson, 1994).

Esse método compreende o uso de um dispositivo *charriot* acoplado a platina do microscópio, com o qual é possível definir uma distância regular entre deslocamentos enquanto se descreve uma seção delgada de rocha. Com isto é possível traçar uma malha regular a fim de realizar a contagem composicional em cada avanço direcional. Ao longo do processo todos os constituintes vistos no centro da cruzeta devem ser anotados, podendo ser matriz, cimento, poro ou mineral, até atingir trezentos pontos por lâmina.

Uma tabela Excel foi confeccionada para uma melhor visualização das proporções encontradas em cada lâmina (Anexo 2, página 73), tendo nela não apenas o nome do mineral como também suas características, como no caso do quartzo, que foi especificado se o mineral era monocrystalino, policristalino

ou *overgrowth*. Em relação à porosidade, na contagem os poros foram classificados em porosidade intragranular, podendo ser móldica ou não, e em porosidade intergranular, sendo dividida em poro agigantado e poro alongado. O mesmo foi feito para cimento, subdividindo em todos os tipos encontrados nas lâminas descritas. Foram realizadas ao todo 1500 contagens, sendo 300 pontos por lâmina.

4.3.2 – GRÁFICOS TERNÁRIOS

Através da utilização de gráficos ternários, como o QFL de Folk (1968) (Figura 6), foi possível plotar os dados das contagens das lâminas que foram convertidos em porcentagem, a fim de obter a nomenclatura de cada rocha e assim ver a sua relação com as petrofácies.

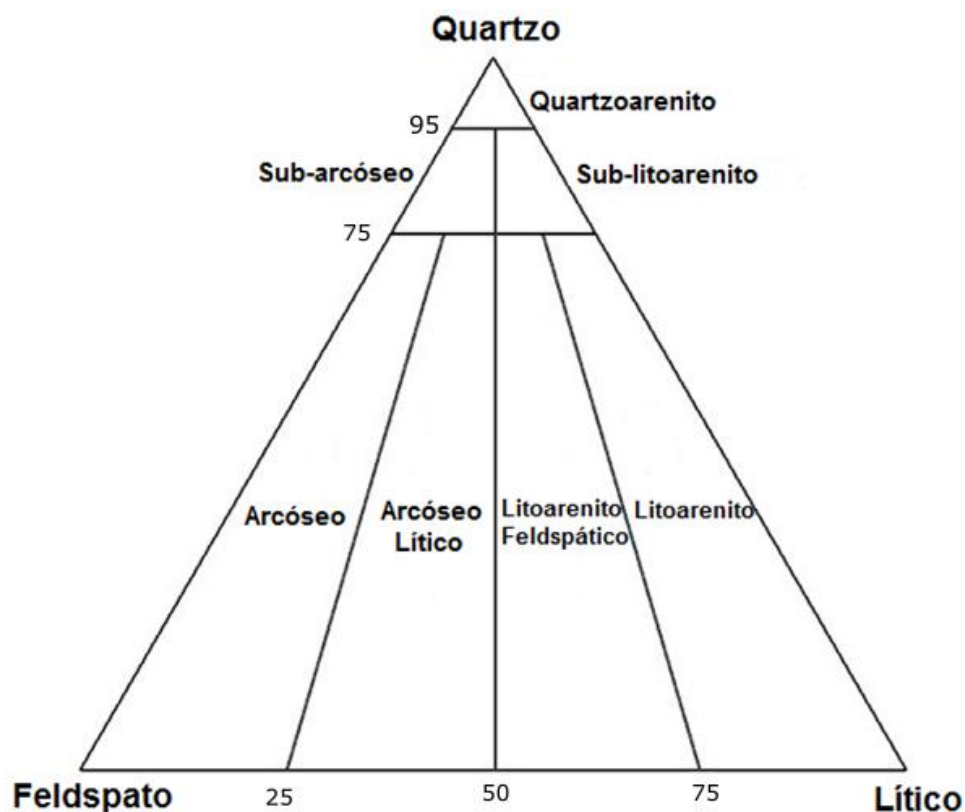


Figura 6 - Diagrama ternário adaptado de Folk (1968) para nomenclatura das rochas.

5. BACIA SERGIPE-ALAGOAS

A Bacia Sergipe-Alagoas está situada na porção leste dos estados homônimos, na margem nordeste da costa brasileira, com sua parte aflorante ocorrendo entre as latitudes 9° e 11°30' S e as longitudes 35°30' e 37° W (Figura 7).

É uma bacia de margem continental atlântica caracterizada por um rifte assimétrico e alongado, onde sua porção emersa, com dimensão de 35 km de largura por 350 km de extensão, representa uma área de mais de 12.000 km² distribuídos ao longo da direção NE-SW. A porção submersa, representando a maior parte da bacia, corresponde a uma área de 31.750 km², até a batimetria de 3.000 m (Feijó, 1994).



Figura 7 - Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas em seu contexto geológico regional e delimitações conforme proposto por Souza-Lima *et al.* 2002.

Estruturalmente a Bacia Sergipe-Alagoas consiste em um meio graben com mergulho para leste-sudeste com blocos escalonados por falhas de

direção predominantemente NE-SW, separados entre si por falhas de direção E-W e/ou N-S (Ojeda e Fugita, 1976 *apud* Souza-Lima *et al.*, 2007) (Figura 8).

Do ponto de vista estrutural, segundo Campos Neto *et. al* (2007), a Bacia Sergipe-Alagoas limita-se a norte com a Bacia de Pernambuco-Paraíba através do Alto de Maragogi, a sul o seu limite é com pela Bacia de Jacuípe através da Falha de Itaporanga e a oeste é limitado pelo embasamento cristalino precambriano através das falhas de borda de alto ângulo.

Internamente, Campos Neto *et al.*(2007) interpretou a Bacia Sergipe-Alagoas como sendo uma única bacia sedimentar, tendo em vista que o Alto de Japoatã-Penedo não caracteriza um divisor de bacias, devido ao fato do mesmo está restrito apenas à porção emersa e de águas rasas. Entretanto, como o preenchimento sedimentar e o estilo tectônico da porção sergipana é diferente da porção alagoana, é possível assim a elaboração de duas cartas estratigráficas, a da sub-Bacia de Sergipe e da sub-Bacia de Alagoas.

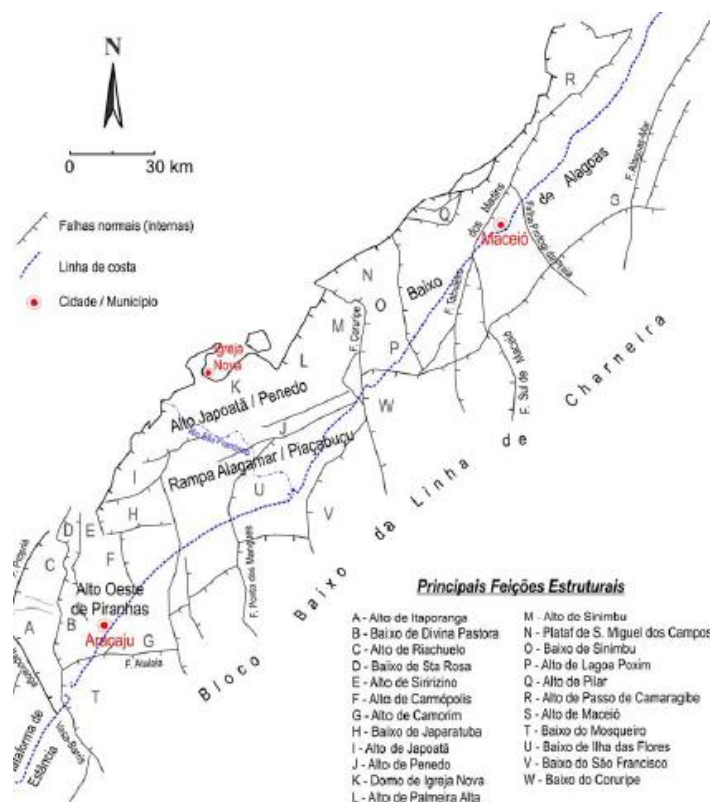


Figura 8 - Arcabouço estrutural da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando os principais compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (reproduzido de Lana 1985 e Falkenhein *et al.* 1986 *apud* Cruz, 2008).

5.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA-ESTRATIGRÁFICA

A evolução tectônica-estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas é consequência direta da sua evolução estrutural relacionada com a ruptura do continente *Gondwana*, iniciada durante Jurássico Superior.

Essa ruptura, ao atingir seu ápice durante o Eocretáceo, resultou em uma complexa evolução tectono-sedimentar da bacia, registrando desde sucessões paleozoicas, desenvolvidas em grandes depressões intracontinentais durante a fase evolutiva da sinéclise, sucedidas por sedimentação pré-rifte do Jurássico, rifte, pós-rifte e drifte datados do Cretáceo, representando assim as cinco Supersequências subdivididas por Campos Neto *et al.* (2007) .

Esses estágios evolutivos que ocorreram na bacia culminaram no preenchimento sedimentar de vinte e três sequências deposicionais subdivididas por Campos Neto *et al.* (2007).

O embasamento da bacia compreende rochas metamórficas dos grupos Miaba e Vaza-Barris, metassedimentos do Grupo Estância, além de rochas graníticas, proterozóicas, do maciço Pernambuco-Alagoas, segundo Campos Neto *et al.* (2007).

Sobre o embasamento, foi depositada, em condições intracratônicas da fase evolutiva sinéclise, a Supersequência Paleozóica, constituída por depósitos sedimentares glaciais/periglaciais da Formação Batinga (Sequência Carbonífera) e rochas de origem marinha e continental com influência desértica da Formação Aracaré (Sequência Permiana) que cobriram extensas áreas do continente *Gondwana*.

A fase pré-rifte da Bacia Sergipe-Alagoas, segundo Campos Neto *et al.* (2007), é representada por uma sedimentação continental em ambiente lacustre, fluvial e eólico, em condições bastante áridas a semi-áridas, tendo essa supersequência registrada através dos arenitos da Formação Candeeiro, dos folhelhos vermelhos lascustres da Formação Bananeiras e dos arenitos

fluviais da Formação Serraria, esta última representando os reservatórios mais contínuos da bacia, foco deste trabalho.

A Supersequência Rifte corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, tendo seu início a aproximadamente 142 Ma, no Andar Rio da Serra, segundo Campos Neto *et al.* (2007), ao se instalar o lago da Formação Feliz Deserto. A discordância pré-Aratu separa esta unidade dos folhelhos da Formação Barra de Itiúba, que gradam lateralmente para os arenitos da Formação Penedo. Os conglomerados da Formação Poção na sub-Bacia de Alagoas ocorrem interdigitados aos carbonatos coquinóides da Formação Morro do Chaves e aos arenitos da Formação Coqueiro Seco. Quanto ao término dessa supersequência, o mesmo autor admite que ocorreu a aproximadamente 116 Ma com a Formação Maceió, quando o tectonismo foi bastante intenso.

Durante a deposição dos sedimentos da Supersequência Pós-Rifte, devido ao início da subsidência térmica, houve um basculamento da bacia para sudeste, ocasionando a primeira grande incursão marinha, proporcionando a deposição dos sedimentos da Formação Muribeca (Campos Neto *et al.*, 2007). Essa supersequência, litoestratigraficamente falando, é composta por siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis, evaporitos, carbonatos e folhelhos do Membro Ibura e folhelhos e calcilutitos do Membro Oiterinhos.

A Supersequência Drifte da Bacia Sergipe-Alagoas inicialmente apresentou uma sedimentação marinha de águas rasas, representada pela Formação Riachuelo, onde posteriormente, em mar aberto, devido a um grande evento transgressivo no Eoturoniano, foram depositados sedimentos da Formação Cotinguiba. A fase final dessa supersequência se deu com o Grupo Piaçabuçu, através da progradação de arenitos costeiros e calcários da plataforma rasa da Formação Marituba e folhelhos de talude e arenitos turbidíticos da Formação Calumbi (Lana, 1990).

5.2 FORMAÇÃO SERRARIA

A Formação Serraria, uma das unidades litoestratigráficas representantes da fase evolutiva pré-rifte de Bacia Sergipe-Alagoas (Figura 9), foi proposta inicialmente por Perrella *et al.* (1963) *apud* Schaller (1969) para individualizar os arenitos médios a grossos sotapostos aos folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras.

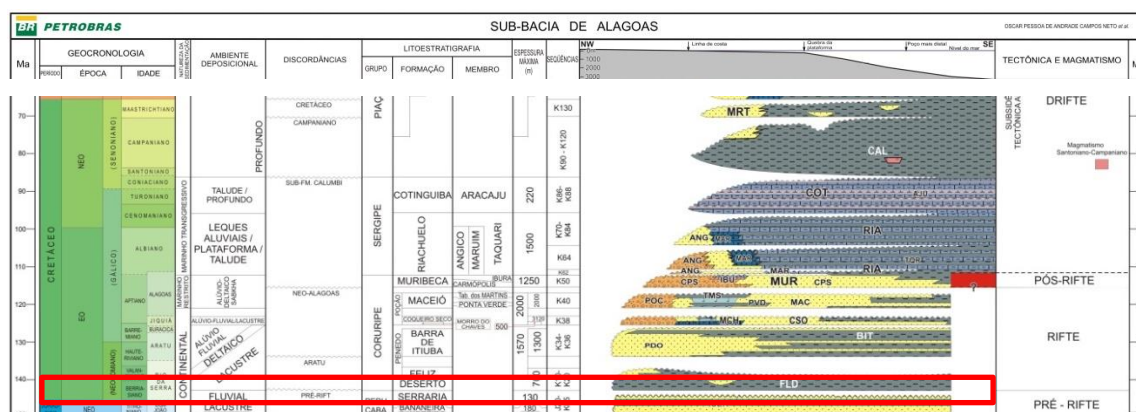


Figura 9 - Intervalo estratigráfico da Formação Serraria, foco deste trabalho (retângulo vermelho). Modificado de Campos Neto *et al.* (2007).

A Formação Serraria é correlata às formações: Sergi (bacias de Almada, Camamu, RTJ), Missão Velha (Bacia do Araripe) e Antenor Navarro (Bacia do Rio do Peixe) (Garcia, 1991).

Segundo Garcia (1991), é o produto da deposição de um sistema de canais fluviais entrelaçados de grande extensão com retrabalhamento eólico de idade Neojurássica a Eocretácea, com a área fonte sendo essencialmente das cabeceiras situadas na região da Bacia do Rio do Peixe (CE/PB).

A formação é subdividida em três intervalos litológicos distintos: o mais basal representado por arenitos finos e pelitos intercalados que representam a transição com a Formação Bananeiras; o intermediário formado por arenitos médios a grosseiros e conglomerados; e o superior constituído de arenitos finos e pelitos intercalados, transicionais para a formação Feliz Deserto (Campos Neto *et al.* 20007) (Figura 10). O afloramento estudado neste trabalho representa o intervalo litológico intermediário da Formação Serraria.

O contato inferior dessa formação se dá com os folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras de forma bem marcada, enquanto que o seu contato superior ocorre com os folhelhos da Formação Feliz Deserto (Campos Neto *et al.* 2007).

[illegible]

32

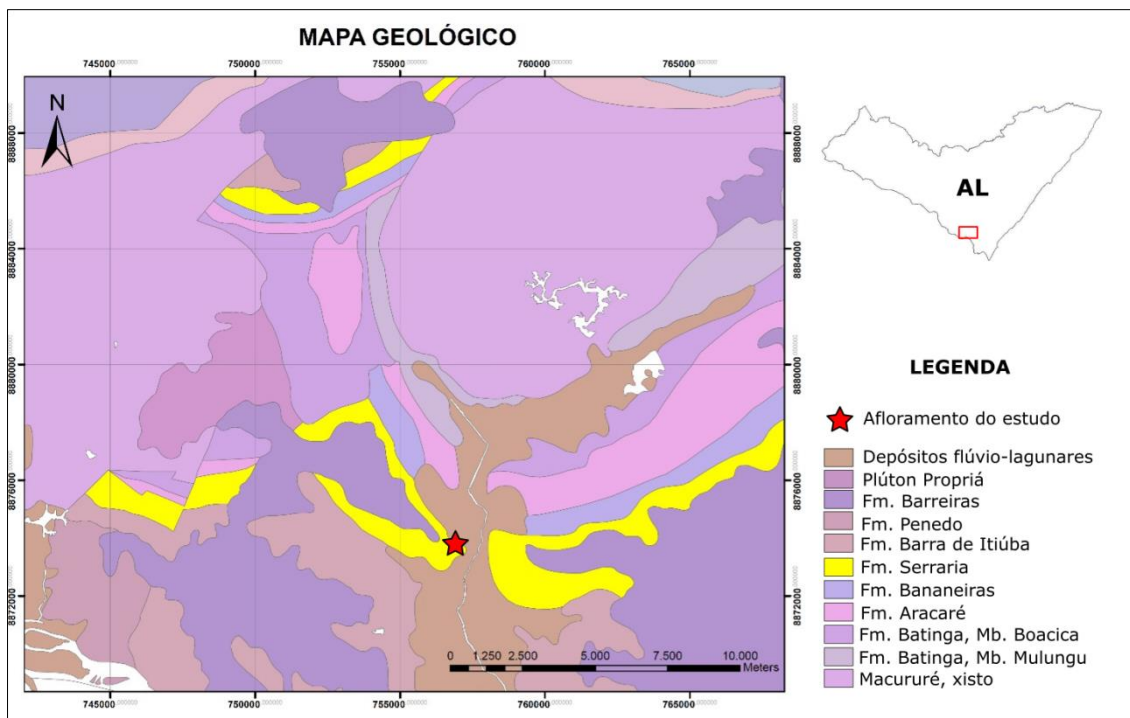


Figura 11 – Mapa geológico da região do estudo e localização do afloramento analisado. Confeccionado a partir do banco de dados do Geobank da CPRM. Coordenadas do afloramento: UTM 757221/8874237. Datum utilizado: WGS-84).

No estado de Alagoas, as principais áreas aflorantes dessa formação são encontradas nos flancos da feição geológica-geomorfológica conhecida como Domo de Igreja Nova, estrutura ovalada centralizada nas proximidades da cidade que lhe confere o nome. Schaller (1969) destaca a ocorrência da Formação Serraria por toda a bacia em subsuperfície, exceto nos altos estruturais, onde ela teria sido completamente erodida. Sua espessura varia entre 40 e 160 m, com média em torno de 100 e 120 m (Garcia, 1993).

Petrograficamente, segundo Garcia *et al.* (1998), a Formação Serraria é separada em quatro domínios diagenéticos, onde as distinções entre eles levam em consideração fatores controladores como: as disposições dos domínios durante a deposição da unidade, a variação de litofácies, as condições climáticas e a história de soterramento.

O Domínio Proximal, segundo Garcia *et al.* (1998), situado na região dos campos de Furado e São Miguel dos Campos é caracterizado por rochas subarcóseas e arcóseas. Já o Domínio Medial, composto por subarcóseos e

quartzoarenitos, fica situado na região de Japoatã-Penedo, tendo a mesma composição dos domínios Distal Raso, situado no Campo de Caioba e do Distal Profundo, situado na região do Campo de Robalo (Figura 12).

Durante a eodiagênese, o clima semi-árido da região foi o fator controlador da precipitação dos cimentos carbonáticos. Nos domínios proximal e medial a calcita representa o principal cimento carbonático, enquanto que no domínio distal, tem-se a precipitação de dolomita. Essa variação foi explicada em Garcia *et al.* (1998) como o aumento das razões de Mg/Ca no lençol freático nas partes distais, já que o cálcio foi precipitado em forma de calcita nos domínios proximal e medial.

Na porção medial e distal, devido ao afinamento crustal ocorrido no barremiano, durante a fase rifte da bacia, houve o soerguimento de alguns blocos da Formação Serraria. Com esse soerguimento, houve a infiltração de água meteórica, que geraram modificações na composição mineralógica das rochas, ocorrendo a dissolução de feldspatos e do cimento carbonático, transformando as rochas subarcóseas em quartzoarenitos diagenéticos.

No Domínio Medial, na região de Japoatã-Penedo, área do presente estudo, houve um último evento de soerguimento, acarretando na telodiagênese das rochas, que incluiu processos de dissolução dos cimentos de dolomita e de calcita, além da dissolução de feldspatos, aumentando a porosidade das rochas, que pode chegar até 30%.



Figura 12 – Mapa de localização dos domínios diagenéticos da Formação Serraria (Garcia *et al.* 1998).

6. AMBIENTE DEPOSICIONAL FLUVIAL

Os sistemas fluviais correspondem às drenagens de águas superficiais ao longo de áreas continentais, sendo caracterizados tanto por processos erosivos como por processos deposicionais (Miall, 1996).

Os principais processos erosivos são as migrações e incisões dos canais fluviais, entendendo-se por incisão a erosão vertical do substrato, gerando um aprofundamento do canal, enquanto que em canais com alta sinuosidade, em decorrência da migração lateral do canal, existe a erosão contínua do banco externo do meandro (Scherer, 2008).

Os processos deposicionais correspondem às associações de três mecanismos: fluxo de detritos, carga de fundo e carga de suspensão. O fluxo de detritos, segundo Scherer (2008), são fluxos plásticos laminares, ricos em sedimentos apresentando pouca quantidade de água nos poros, formando

depósitos pobremente selecionados. Já o mecanismo de deposição por carga de fundo consiste na principal forma de transporte fluvial, tendo os sedimentos transportados por correntes trativas, onde os grãos maiores são carregados por arrasto e por rolamento, enquanto que os grãos menores são transportados por saltação. O mecanismo de deposição através da carga de suspensão é o resultado do transporte de sedimentos em suspensão gerado por um fluxo turbulento.

No processo de carga de fundo, levando em conta uma profundidade constante da lâmina de água, a granulometria e a velocidade do fluxo vão ser os fatores controladores das morfologias das formas de leito (Allen, 1982; Ashley, 1990; *apud* Scherer, 2008). Quando fluxo se apresenta com baixa velocidade e a fração granulométrica dos sedimentos varia entre silte e areia fina, geram formas de leito de pequena escala apresentando uma altura máxima de 5 cm e com comprimento de onda inferior a 0,5 m, sendo chamadas de *ripples*. Com o aumento da velocidade de fluxo, estruturas maiores, como as dunas, começam a serem formadas, onde a migração destas formas geram estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas. As dunas podem ser divididas em dois tipos: as dunas bidimensionais, as chamadas barras transversais, e as dunas tridimensionais, também chamadas de barras lobadas ou linguóides, segundo Scherer (2008). Quando há a gênese de formas de leito plano e antidunas, significa que a velocidade do fluxo atingiu um valor crítico, ou seja, de fluxo superior.

Os principais fatores que controlam a dinâmica fluvial, e consequentemente a dinâmica deposicional, são: as litologias da área fonte, que vão variar o tipo e a abundância de carga sólida e dissolvida, a tectônica regional, que interfere no relevo, no declive e no encaixe da drenagem, além do clima que pode aumentar ou diminuir o transporte sedimentar.

A tipologia, ou seja, a morfologia dos canais fluviais está intimamente relacionada com o tipo de carga sólida transportada por ele, além de ser controlado pela descarga, pelo suprimento sedimentar e pelo gradiente do relevo (Miall, 1978; Schumm, 1985, Brigde 1985, *apud* Scherer, 2008). A classificação feita por Schumm (1972), o qual leva em conta a natureza da

carga sedimentar, separa os rios em três tipos: rios de carga de fundo, rios de carga mista e rios de carga suspensa. A classificação com base na morfologia dos rios criada por Leopold & Wolman (1957) e Rust (1978) *apud* Scherer (2008) leva em conta os graus de entrelaçamento e sinuosidade dos canais, subdividindo-os em rios entrelaçados, rios meandantes, anastomosados e rios retos (Figura 13).

A morfologia de rios entrelaçados, interpretada para a Formação Serraria, foco deste trabalho, consiste em uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas que emergem durante períodos de pouca descarga (Scherer, 2008). Esse tipo de rio é formado em relevos apresentando maiores declives, transporta carga de fundo por tração, tipicamente cascalho e areia, e ocorre comumente a presença de barras de meio de canal, além de barras de diferentes morfologias coexistindo com forma de leitos menores dentro do canal principal. Esses depósitos de canal, em períodos de fluxo mais elevados, quando as barras estão submersas, podem ser recobertos por depósitos finos de suspensão das planícies de inundação (Figura 14).

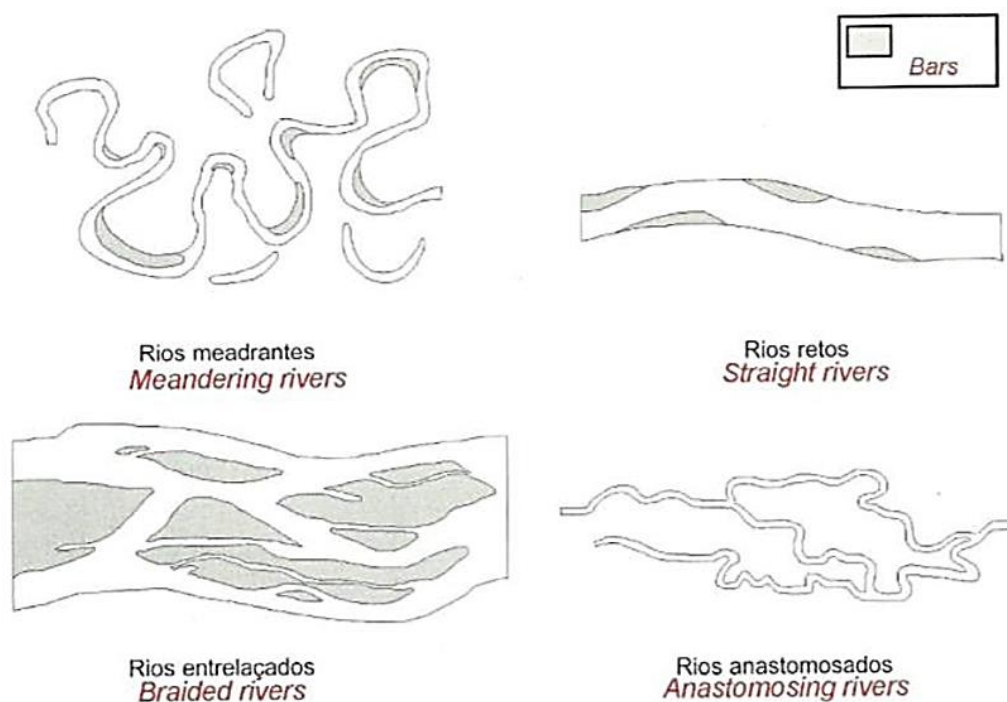


Figura 13 - Tipos morfológicos básicos de canais fluviais (Miall, 1978).

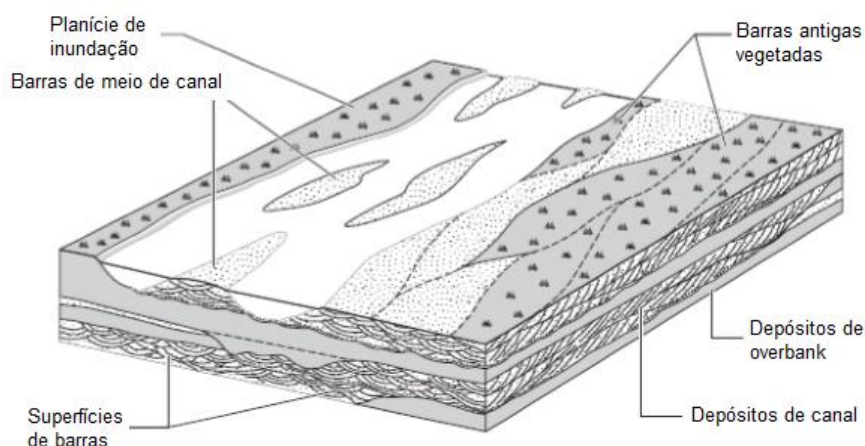


Figura 14 – Modelo com as principais características morfológicas do rio entrelaçado. Modificado de Nichols (2009) *apud* Ramos (2016).

A análise dos sistemas fluviais no registro geológico tem como base a metodologia criada por Miall (1985), a qual envolve a construção de seções laterais de afloramento, a análise detalhada das fácies, superfícies limitantes e a análise dos elementos arquiteturais.

Comumente os sistemas fluviais entrelaçados possuem uma sequência de fácies característica, sendo composta por conglomerados basais, cobertos por arenitos com estratificação cruzada tabular ou acanalada, ocorrendo para o topo areias mais finas e silte com estratificações cruzadas de menor escala e laminação de *climbing ripples* (Collison, 1996). Segundo Miall (1978), a classificação de fácies fluviais está associada a processos sedimentares específicos e diferentes contextos deposicionais, configurando-se assim, um número restrito de fácies características para um sistema fluvial.

Segundo Miall (1996), as seis diferentes hierarquias de superfícies limitantes caracterizadas por ele, implicam em diferentes interpretações, variando as suas escalas físicas, que separam desde contatos entre camadas individuais até discordâncias regionais. Sendo elas: 1º ordem – superfícies que limitam os sets de laminações cruzadas, 2º ordem – superfícies que limitam cosets de litofácies distintas, 3º ordem – superfícies erosivas existentes dentro das macroformas, 4º ordem – superfícies que limitam elementos arquiteturais, 5º ordem – superfícies que limitam corpos arenosos de canais principais e 6º ordem – superfícies que limitam grupos de canais ou paleovales.

Através do estudo sistemático de diversos depósitos atuais e antigos realizados no trabalho de Miall (1996), foi possível caracterizar oito tipos diferentes de elementos arquiteturais fluviais: canal (CH), barras conglomeráticas (GB), depósito de fluxo gravitacional (SG), forma de leito arenosa (SB), macroforma de acreção frontal (DA), depósito de acreção lateral (LA), lençóis de areias laminados (LS) e depósitos de finos de planícies de inundação (OF).

7. RESULTADOS

O afloramento estudado no presente trabalho, representando o nível estratigráfico intermediário da Formação Serraria, ocorre como corte de estrada com direção NW-SE (N315°), apresentando 26 m de extensão e 6,5 m de altura.

Os resultados são apresentados através de dois fotomosaicos, o fotomosaico 1 representando a base estratigráfica do afloramento e o fotomosaico 2 representando o topo estratigráfico do mesmo (Figura 15). Em cada um deles foi realizado o levantamento de um perfil estratigráfico vertical, acompanhado da descrição sistemática de fácies, medição de paleocorrentes e de limites de séries de estratos cruzados.

Ao todo foram caracterizadas e interpretadas cinco litofácies, cinco ordens hierárquicas de superfícies limitantes e um elemento arquitetural.

Como forma de contribuir com a descrição microscópica, tendo em vista a porosidade da rocha, foram descritas cinco lâminas do nível estratigráfico correlato ao afloramento em questão, onde foram caracterizadas três diferentes petrofácies.

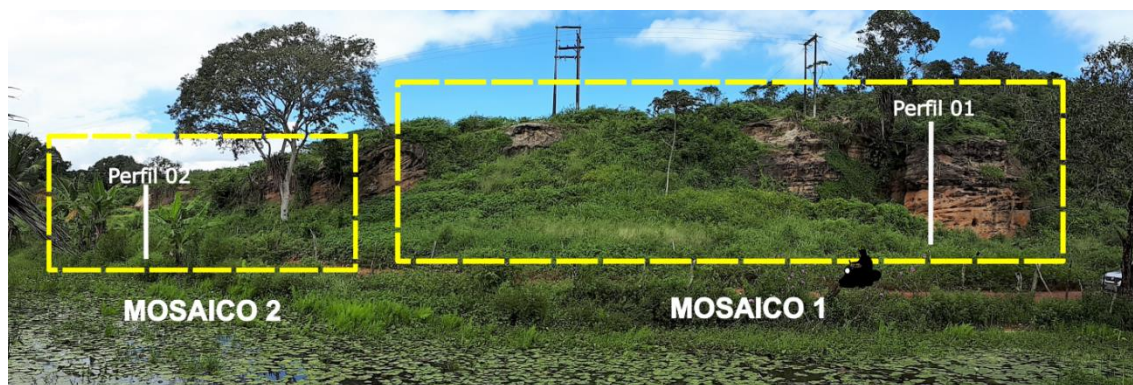


Figura 15 – Visão geral do afloramento com o posicionamento dos dois fotomosaicos e perfis levantados.

7.1 ANÁLISE DE FÁCIES

Com o auxílio dos perfis verticais foram descritas e analisadas cinco litofácies distintas, denominadas de: **Aa** – Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada, **At** - Arenito médio com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos, **Aai** – Arenito médio com estratificação cruzada acanalada com intraclastos pelíticos, **Act** – Arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular e **Aac** – Arenito médio com estratificação convoluta.

Fácies Aa – Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada

Descrição

A fácies é representada por arenito médio a grosso, quartzoso, de coloração bege, pobremente selecionado, organizado em séries de estratos cruzados acanalados de até 6 m de continuidade lateral e espessura variando entre 25 cm e 1,10 m (Figura 16). A frente das séries podem variar sua espessura entre 0,5 cm e 4 cm de níveis conglomeráticos. Os grânulos e seixos variam de sub-angulosos a arredondados e são compostos em sua maioria por litologias como quartzito e quartzo de veio, ocorrendo por vezes orientados aos *foreset* (Figura 17). Do ponto de vista geométrico, a fácies está organizada em estratos tabulares, com contato inferior e superior com a fácies

At, ocorrendo de forma retilínea e por vezes côncava para o topo. Localmente, ocorrem indícios de reativação de séries.

Interpretação

A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas subaquosas 3D, linguoides ou de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior (Miall,1996).

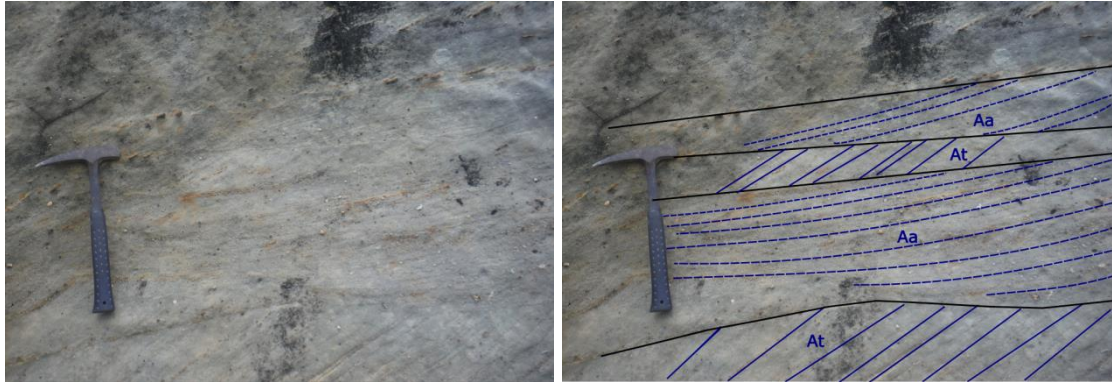


Figura 16 – Conjunto de séries de estratificações cruzadas acanaladas, apresentando contato com a fácies At.

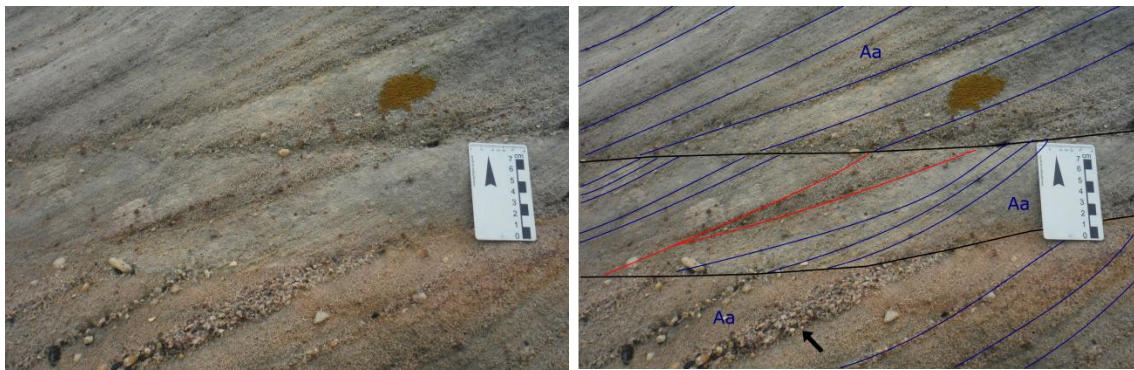


Figura 17 – Detalhe da fácies Aa. A seta preta indica os seixos e grânulos orientados nos *foresets*. A reativação da série está representada pela linha vermelha, mostrando o contato retilíneo a ondulado do limite das séries.

Fácies At - Arenito médio com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos

Descrição

A fácies At é caracterizada por arenitos de coloração bege, com estratificação cruzada tabular, granulometria média, moderadamente selecionada. Em geral ocorrem grânulos de composição quartzítica e quartzo de veio. Por vezes ocorre gradação lateral da fácies arenito com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos (At) para a fácies de arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa) (Figura 16 e 17 acima). Esta fácies pode variar sua espessura entre 6 cm e 40 cm. Com frequência, têm contatos superiores e inferiores retilíneos com a fácies Aa, preservando geometria tabular.

Interpretação

A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas transversais 2D ou de crista reta, em regime de fluxo inferior. A variação lateral da estratificação cruzada tabular para estratificação cruzada acanalada pode ser explicada em função do aumento do vetor velocidade da corrente em parte do leito deposicional, além da mudança da forma do leito, formando localmente cristas sinuosas. A fácies At é semelhante à fácies Sp descrita por Miall (1996).

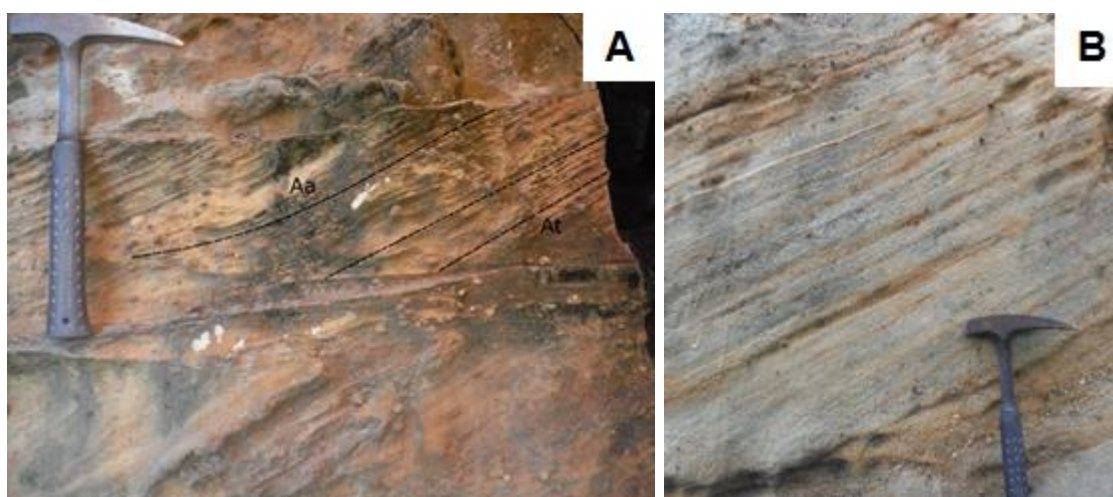


Figura 18 – A) Detalhe da gradação lateral da fácies At para Aa. B) Arenito com estratificação cruzada tabular da fácies At.

***Fácies Aai* – Arenito médio com estratificação cruzada acanalada com intraclastos pelíticos**

Descrição

A fácies é representada por arenito médio, de coloração bege com estratificação cruzada acanalada, moderadamente selecionada, pobre em seixos, que quando ocorrem são compostos por quartzitos e quartzo de veio. Contudo, a fácies apresenta grande quantidade de intraclastos pelíticos, que ocorrem em sua maioria, na forma de fragmentos tabulares de comprimento variando entre 1 cm e 8 cm, normalmente paralelos às frentes de séries dos estratos acanalados. Essa fácies está organizada em séries de espessura variável, entre 21 cm e 43 cm, sendo identificada apenas na parte basal do perfil vertical 01 (Figura 22). O limite inferior das séries é retilíneo, horizontal ou suavemente inclinado com as fácies Aa e Aac e o limite superior é de mesma natureza, ocorrendo com a fácies Aa.

Interpretação

A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas 3D em regime de fluxo inferior que sazonalmente recobriam e erodiam as pequenas áreas da planície de inundação ou de barras interiores ao canal principal, agregando intraclastos pelíticos durante enchentes do sistema fluvial (Miall, 1996).

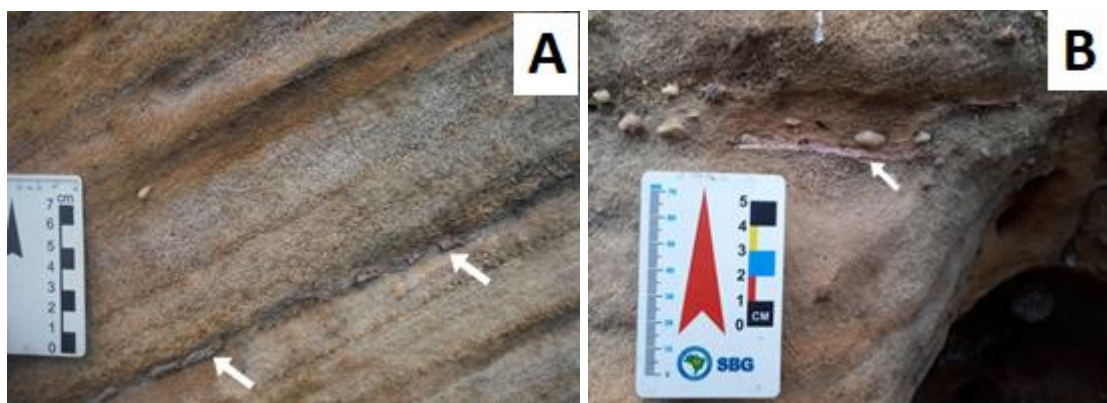


Figura 19 – A) Intraclastos pelíticos orientados no *foreset* (indicado pela seta branca). B) Detalhe do intraclasto pelítico com 7 cm de comprimento (indicado pela seta branca).

Fácies Act – Arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular

Descrição

Essa fácies é representada por arenito conglomerático pobremente selecionado, com a frente das séries sendo marcada por clastos de granulometria variando de grânulos a seixos, sub-arredondados a sub-angulosos, de composição quartzítica e de quartzo de veio. A espessura da camada desta fácies têm 25 cm e foi descrita apenas na parte basal do perfil vertical 02 (Figura 22). Possui contato com fácies de arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Aa). Por vezes ocorre concentração de grânulos e poucos seixos ao longo do plano da frente da série, que revela textura granodecrescente para o topo (Figura 20).

Interpretação

Segundo Miall (1996) esta fácies pode ser interpretada como produto de migração de dunas transversais 2D em regime de fluxo inferior. A textura granodecrescente para o topo pode ser explicada por processos de pré-seleção nas costas da duna em função da separação do fluxo no limite do subleito viscoso, o que pode promover escorregamento de grãos grossos e grânulos ao longo da frente da série, posteriormente recobertos por grãos finos e médios transportados por saltos longos (Reesink & Bridge 2011).

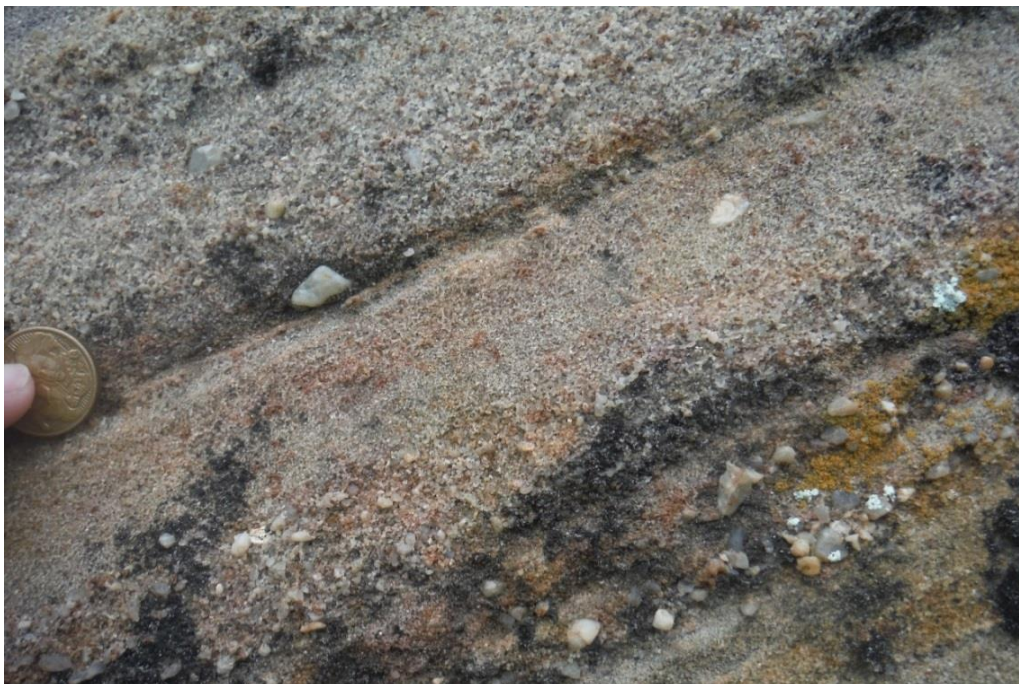


Figura 20 – Detalhe do arenito conglomerático com seixos e grânulos orientados no *foreset* e a ocorrência da textura granodecrescente para o topo.

Fácies Aac – Arenito médio com estratificação convoluta

Descrição

Essa fácies é representada por arenitos de granulometria média, mal selecionado, com estratificação cruzada acanalada gradando lateralmente para estratificação convoluta, rica em grânulos de composição quartzítica e quartzo de veio. Um aspecto relevante é que a convolução aparece condicionada aos limites de topo e base das séries, podendo variar a sua espessura de 28 cm até 40 cm. Na parte basal essa fácies se encontra com contato inferior ondulado com a fácies Aa, enquanto que no topo do perfil, a fácies possui seus contatos retilíneos com a fácies Aa.

Interpretação

A fácies pode ser interpretada como produto da perturbação de dunas sob leito deposicional inconsolidado, em ambiente sub-aquoso saturado em

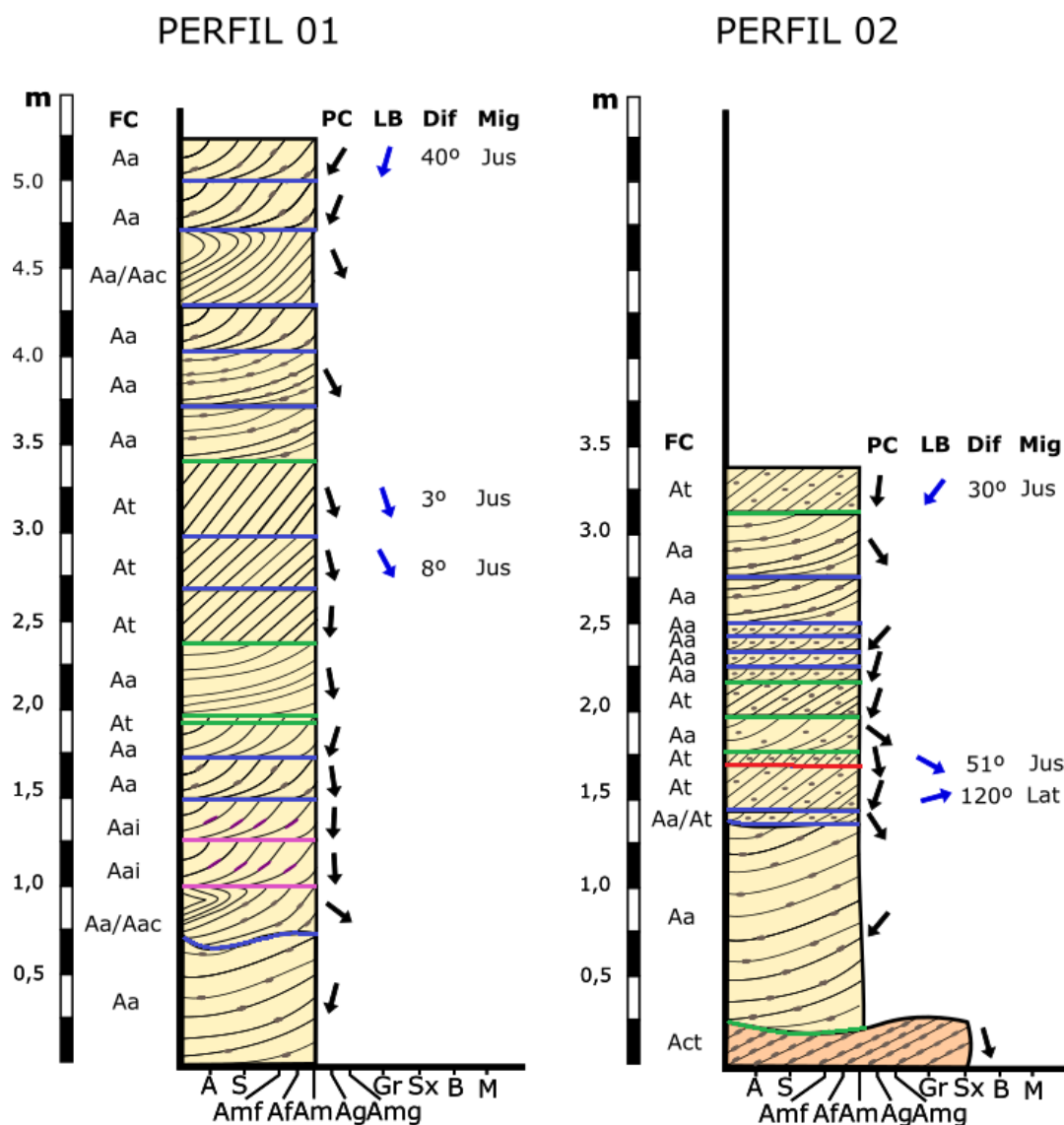
água, tal como descrito para estruturas de sobrecarga (Lowe, 1976). A interpretação possível para a deformação dos sedimentos não coesos seria pela instabilidade sedimentar na frente das séries da duna, em função do aumento da declividade e do tamanho da duna (Miall, 1996). Pode-se aventar outra alternativa de interpretação, como por exemplo, um gatilho sísmico como causa da deformação sin-sedimentar, uma vez que ela ocorre em intervalos discretos entre intervalos não deformados. Esta evidência favoreceria a hipótese de períodos de maior atividade sísmica, o que iniciaria o mecanismo deformador dos estratos inclinados.



Figura 21 – Estratificação cruzada acanalada gradando lateralmente para esquerda para estratificação convoluta. Caráter gradual da deformação da direita para esquerda pode indicar escorregamento com perturbação sin-sedimentar. Notar limite de base não deformado.

Tabela 2 – Resumo das fácies descritas e interpretadas.

CÓDIGO	FÁCIES	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Aa	Arenito médio a grosso com estratificação cruzada acanalada	Arenito com estratificação cruzada acanalada, com granulometria média a grossa, pobremente selecionado, ocorrendo grânulos e seixos de composição quartzítica e quartzo de veio. As suas séries tem geometria tabular, apresentando continuidade lateral de 6 metros e sua espessura variando de 25 cm a 50 cm. O contato inferior e superior são retilíneos.	A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas subaquosas, linguoides ou de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior.
At	Arenito médio com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos	Arenito com estratificação cruzada tabular, com granulometria média, moderadamente selecionado e de composição dominada por grãos de quartzito e quartzo de veio. Por vezes ocorre gradação lateral da estratificação cruzada tabular para estratificação cruzada acanalada. Esta fácies apresenta-se com sua espessura variando de 6 a 40 cm.	Pode ser interpretada como produto de migração de dunas transversais 2D em regime de fluxo inferior. A variação lateral da estratificação cruzada tabular para estratificação cruzada acanalada pode ser explicada por um razeamento da espessura da lâmina d'água.
Aai	Arenito médio com estratificação cruzada acanalada com intraclastos pelíticos	Arenito com estratificação cruzada acanalada de granulometria média. Pobre em seixos, rica em intraclastos de argilito que ocorrem em forma de fragmentos tabulares de 1,0 a 8 cm paralelas ao foreset. As camadas dessa fácies variam sua espessura de 21 a 43 cm.	A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas 3D em regime de fluxo inferior que erodiram uma incipiente planície de inundação, agregando intraclastos de argilito.
Act	Arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular.	Arenito conglomerático, pobremente selecionado, com clastos variando sua granulometria de grânulo a seixo com composição quartzítica e quartzo de veio. As espessuras das camadas desta fácies têm em torno de 25 cm.	Pode ser interpretada como produto de migração de dunas transversais 2D em regime de fluxo inferior.
Aac	Arenito médio com estratificação convoluta.	Arenito com estratificação cruzada acanalada gradando lateralmente para uma estratificação convoluta apresentando granulometria média. Rica em grânulos de quartzito e quartzo de veio, possuindo contato inferior ondulado. Sua espessura varia de 28 a 40 cm.	A fácies pode ser interpretada como produto da migração de dunas subaquosas, linguoides ou de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior, com deformação nos sedimentos não coesos, causados por uma instabilidade na frente das séries.



LEGENDA

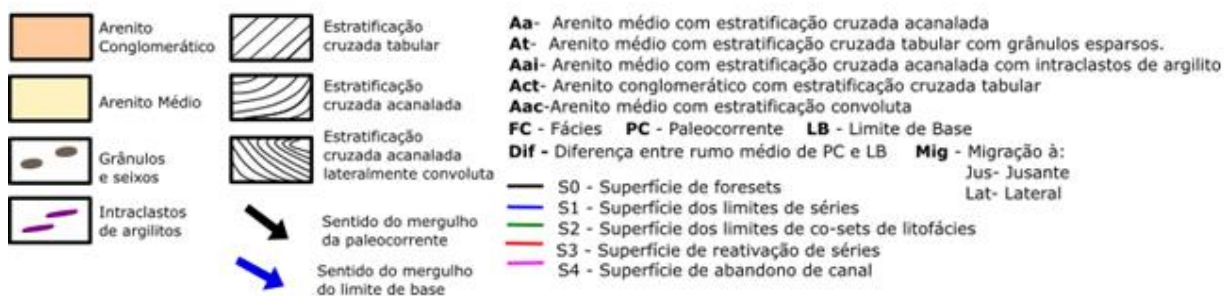


Figura 22 – Perfis colunares 01 e 02.

7.2 ANÁLISE DE SUPERFÍCIES LIMITANTES

Através da análise de superfícies limitantes, foram identificadas ao longo do afloramento cinco ordens de superfícies limitantes denominadas como: **S0** – superfície de *foresets*, **S1** – superfície dos limites de séries, **S2** – superfície dos limites de co-sets de litofácies, **S3** – superfície de reativação de séries e **S4** – superfície de abandono de canal.

S0 – Superfície de *Foresets*

Descrição

Essa superfície corresponde às frentes dos estratos inclinados, os quais apresentam rumo de mergulho variando entre sudeste e sudoeste, mas ocorrendo preferencialmente para sudoeste, exibindo ângulos entre 14 e 38°. Essas superfícies são encontradas internamente a todas litofácies descritas previamente, sendo truncadas no seu topo e na sua base pelas superfícies dos limites de séries, denominada aqui como superfície S1, e por vezes, pelas superfícies de reativação de séries (S3) (Figuras 23 e 24).

Interpretação

As superfícies de *foresets* são interpretadas como produto da preservação das frentes de formas de leito sub-aquosas que migravam sob regime de fluxo inferior. As variações na espessura da lâmina d'água estão intimamente ligadas com as variações de espessuras destas superfícies (LeClair & Bridge, 2001). São equivalentes às superfícies de 1º ordem de Miall (1991).

S1 – Superfície de Limites de Séries

Descrição

As superfícies de limite de séries de estratificações cruzadas são identificadas no afloramento de forma planar, horizontal, sub-horizontal, ocorrendo também de forma côncava para o topo. As superfícies apresentam em média um ângulo de mergulho entre 13 e 20° com rumo variando para SW, SE e NE. Limitam os conjuntos de superfícies S0, tanto no topo como na base.

Interpretação

Essa superfície representa um novo leito deposicional formado através da mudança nas condições de fluxo e sedimentação sob o mesmo regime de fluxo inferior, levando à erosão parcial do topo da forma de leito subjacente (McKee & Weir, 1953).

S2 – Superfície dos Limites de co-sets de Litofácies

Descrição

As superfícies denominadas de S2 ocorrem de forma planar, tanto como planos horizontais ou sub-horizontais, e também de forma côncava para o topo. Elas separam diferentes fácies, ocorrendo em geral de forma concordante às superfícies S1, mas em algumas partes do afloramento há um truncamento entre as duas superfícies.

Interpretação

Esta superfície foi interpretada como resultado de alterações da direção e da velocidade do fluxo sem grande hiato temporal, implicando em mudanças no tipo e/ou na direção das formas de leito. Corresponde à superfície de segunda ordem, segundo Miall (1991).

S3 – Superfície de Reativação de Série

Descrição

A superfície de reativação de série foi identificada na parte oeste do afloramento, no mosaico 2. Ela possui forma planar, ocorrendo inclinada em alto ângulo. Observa-se o truncamento dessa superfície com a superfície S1 no topo e com a superfície S2 na base. A superfície S3 é identificada internamente à fácies Aa, associada a superfície S0.

Interpretação

Essa superfície é interpretada como sendo o produto do retrabalhamento da forma de leito, marcado por um evento de erosão e posteriormente um novo estágio de deposição, sendo explicada por variações na espessura da lâmina d'água, como descrito por Collinson (1996). Corresponde à superfície de terceira ordem, segundo Miall (1991).

S4 - Superfície de Abandono de Canal

Descrição

A superfície de abandono de canal (S4) foi observada na porção leste do afloramento, no mosaico 1, apresentando-se de forma planar e horizontal, ocorrendo paralelamente à superfície S1 e S2. Essa superfície é marcada pela grande presença de intraclastos pelíticos com dimensão chegando a 8 cm de comprimento.

Interpretação

Essa superfície é interpretada como sendo resultado de mudança ou abandono da direção do fluxo do canal principal de um rio (Miall, 1978).

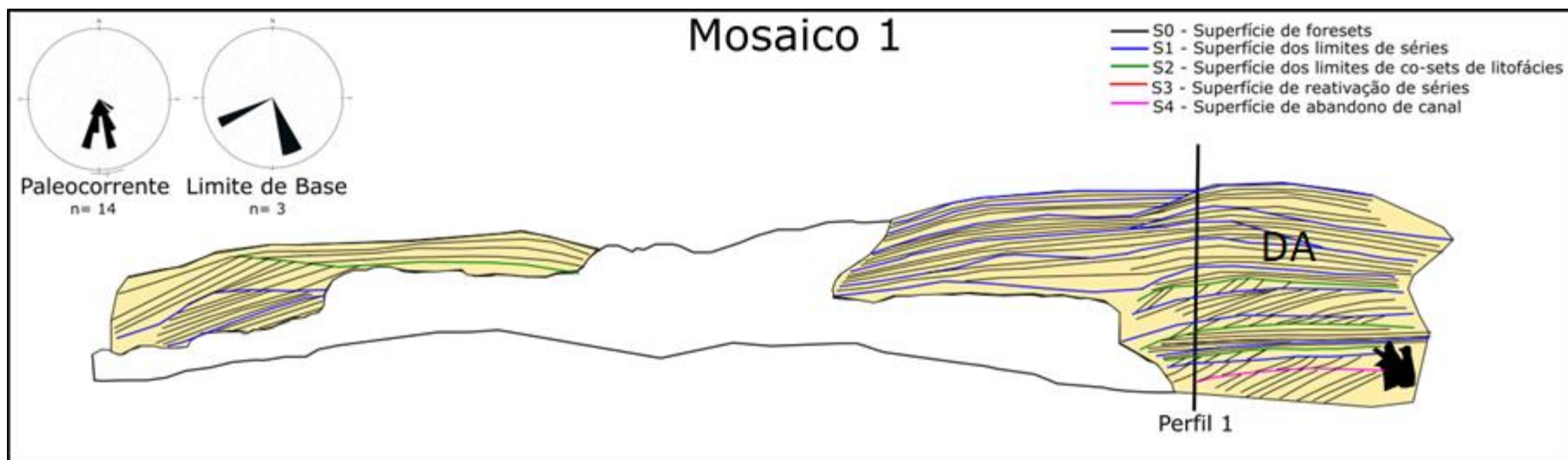


Figura 23 – Interpretação do mosaico 1, localizado na porção leste do afloramento, evidenciando as superfícies limitantes S0, S1, S2 e S4, além de conter a localização do levantamento do perfil vertical 1. DA – Downstream-accretion deposits ou macroforma de acreção frontal.

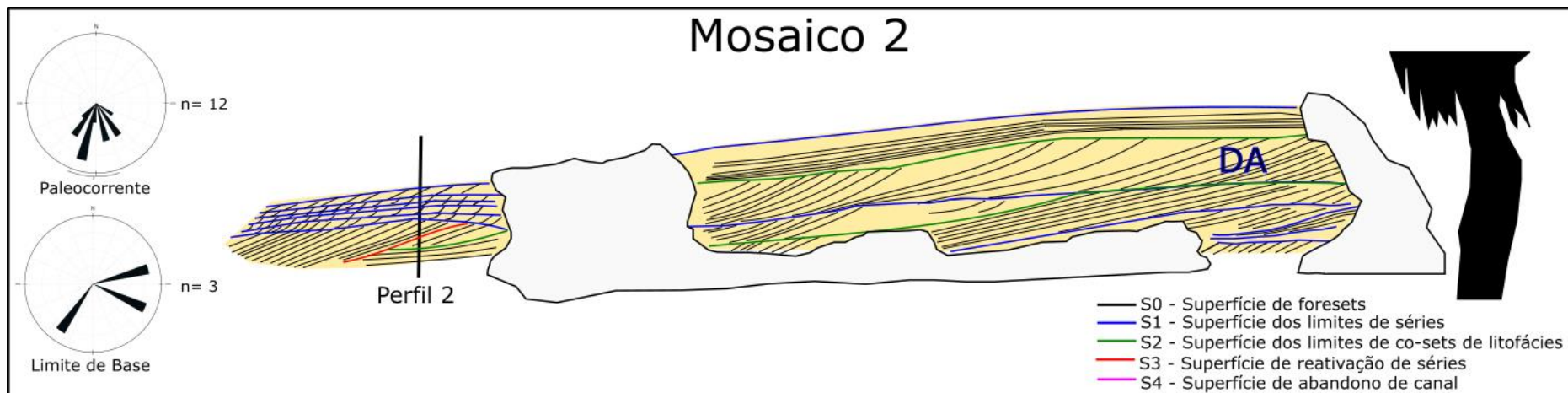


Figura 24 – Interpretação do mosaico 2, localizado na porção oeste do afloramento, evidenciando as superfícies limitantes S0, S1, S2 e S3, além de conter a localização do levantamento do perfil vertical 2. DA – Downstream-accretion deposits ou macroforma de acreção frontal.

7.3 ANÁLISE DE ELEMENTO ARQUITETURAL

Através da análise de associação de fácies, juntamente com a análise das superfícies limitantes, das paleocorrentes e da geometria deposicional observada em campo, foi possível a interpretação de um elemento arquitetural formado dentro do canal, baseado em Miall (1991): *downstream accretion deposits* (DA) ou também chamada macroforma de acreção frontal.

DA – Macroforma de acreção frontal.

Descrição

O elemento arquitetural de acreção frontal compreende a associação de fácies composta por arenito médio com estratificação cruzada acanalada (Aa), arenito médio com estratificação cruzada tabular com grânulos esparsos (At), arenito médio com estratificação cruzada acanalada com intraclastos pelíticos (Aai), arenito conglomerático com estratificação cruzada tabular (Act) e arenito médio com estratificação convoluta (Aac). Internamente ao elemento arquitetural foi possível identificar as superfícies limitantes S0, S1, S2, S3 e S4. Em geral, o seu padrão de migração é a jusante, ou seja, paralela ao fluxo principal, ocorrendo apenas uma migração lateral de uma forma de leito.

Interpretação

Os depósitos representantes desse elemento arquitetural equivalem a barras de meio de canal, caracterizadas por Miall (1996), pela migração dos estratos cruzados no mesmo sentido das superfícies limitantes dos sets. Indica assim, que as dunas se empilham sobre as macroformas à medida que elas migram a jusante, ou seja, as barras de canal migram paralelamente à forma de leito principal.

7.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

A análise de paleocorrentes deste trabalho foi realizada através da tomada de 27 medidas do rumo e ângulo do mergulho das estratificações cruzadas realizadas ao longo do levantamento dos perfis verticais. Além destas, foram tomadas 6 medidas dos limites basais de séries ao longo dos perfis verticais.

Com os valores das medidas realizadas em campo, foi possível gerar gráficos de dispersão do tipo rosetas (Figura 25) a fim de determinar o vetor médio de direção das paleocorrentes, que compreende a migração das principais formas de leito e o vetor médio do crescimento das formas de leito.

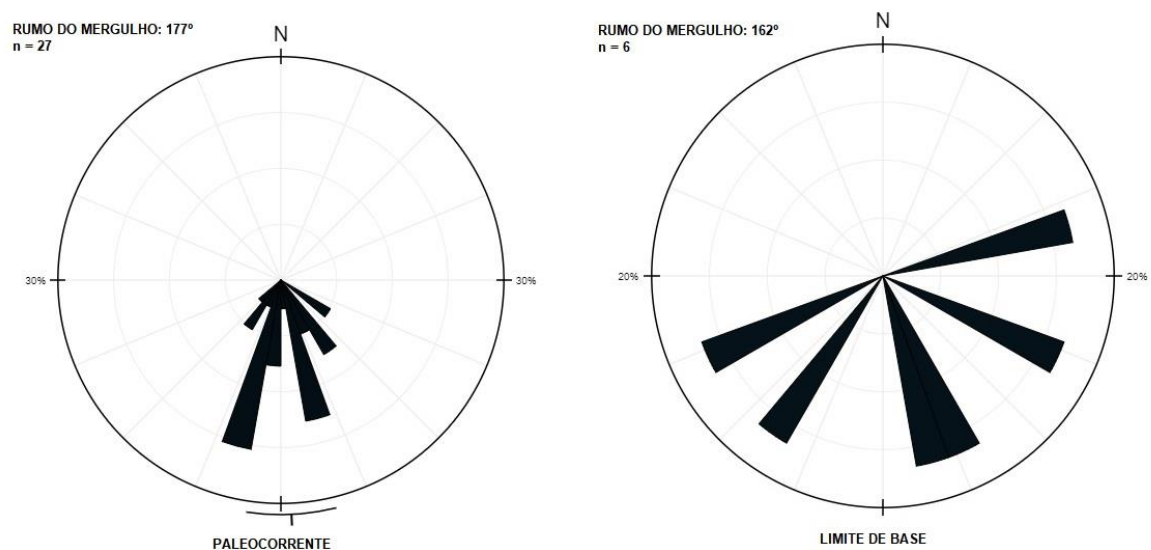


Figura 25 – Diagrama de dispersão do tipo rosetas das paleocorrentes e dos limites de base medidos.

O vetor médio de paleocorrentes é de 177°, indicando assim um paleofluxo principal para sul, ocorrendo algumas variações para sudoeste e sudeste. Já a média dos valores do rumo de mergulho dos limites de base, apresenta-se com média de 162°.

Através da análise da diferença dos valores dos rumos de mergulho das paleocorrentes (PC) e dos valores dos rumos de mergulho dos limites de base

(LB), medidos na mesma camada, foi possível interpretar que predominantemente as formas de leito migravam à jusante (Tabela 3), ocorrendo apenas uma medida migrando lateralmente, sendo interpretada como topo de barra em regime de fluxo inferior.

Tabela 3 – Interpretação da migração dos corpos arenosos dos dois perfis verticais com a localização das respectivas camadas (contadas da base para o topo) em que foi realizada a medida, levando em conta a diferença dos valores dos rumos de mergulho das paleocorrentes (PC) e os valores dos rumos de mergulho dos limites de base (LB).

PERFIL	CAMADA	PC	LB	PC - LB	MIGRAÇÃO
1	10	N164/24	N156/20	8°	À jusante
1	11	N160/27	N163/18	3°	À jusante
1	17	N210/30	N250/14	40°	À jusante
2	4	N195/25	N75/18	120°	Lateral
2	5	N167/24	N116/13	51°	À jusante
2	15	N185/25	N215/18	30°	À jusante

7.5 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Foram descritas cinco lâminas delgadas referentes às amostras de rocha obtidas a partir de afloramentos próximos ao estudado, todas representativas das fácies descritas anteriormente.

A partir da análise das características composicionais, texturais e diagenéticas dessas rochas foram interpretadas três petrofácies. A petrofácies “A” foi identificada nas lâminas GAF-01 e GSTS-01, a petrofácies “B” nas lâminas GAF-02 e GSTS-07 e a petrofácies “C” na lâmina GSTS-05.

7.5.1 PETROFÁCIES “A” (ARENITO CONGLOMERÁTICO)

A petrofácies “A” corresponde a fácies composta por arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular descrita em campo. A fração mais fina tem granulometria média de 0,16 mm, e a mais grossa de 1,84 mm, podendo chegar a 4,8 mm. É caracterizada pelo mal selecionamento, baixa esfericidade e grãos com formas que variam de sub-arredondadas a sub-angulosas, sendo assim classificado texturalmente como submaturo. Apresenta por vezes orientação dos grãos, evidenciada principalmente nas porções das lâminas com granulometria mais fina (Figura 24a).

O arcabouço dessas rochas é constituído principalmente por grãos de quartzo monocristalino e policristalino, fragmentos líticos, representados por quartzitos, e em menor frequência, quartzo de *overgrowth* e cristais de biotita.

O cimento observado é composto por microcristais de pirita com hábito esferoidal, tendo a sua ocorrência localizada entre os grãos do arcabouço e também com forma móldica associado a poros de intraclastos, enquanto que o cimento de óxido de ferro ocorre como manchas envoltivas em relação ao arcabouço no formato de franja (Figura 26c e 26d).

O empacotamento da petrofácies é heterogêneo, ocorrendo empacotamento normal e fechado, tem baixa compactação mecânica, devido a pouca presença de grãos fraturados e deformados, e baixa a moderada compactação química, evidenciada pelo predomínio dos contatos pontuais e retos.

A porosidade varia de 17 a 20%, considerada boa, predominando a intergranular, ocorrendo na forma de poros agigantados e poros alongados, e em menor proporção a porosidade móldica e intragranular. Em geral ocorre de forma conectada, com tamanho médio de 0,2 mm, mas por vezes os poros estão obliterados pelo cimento.

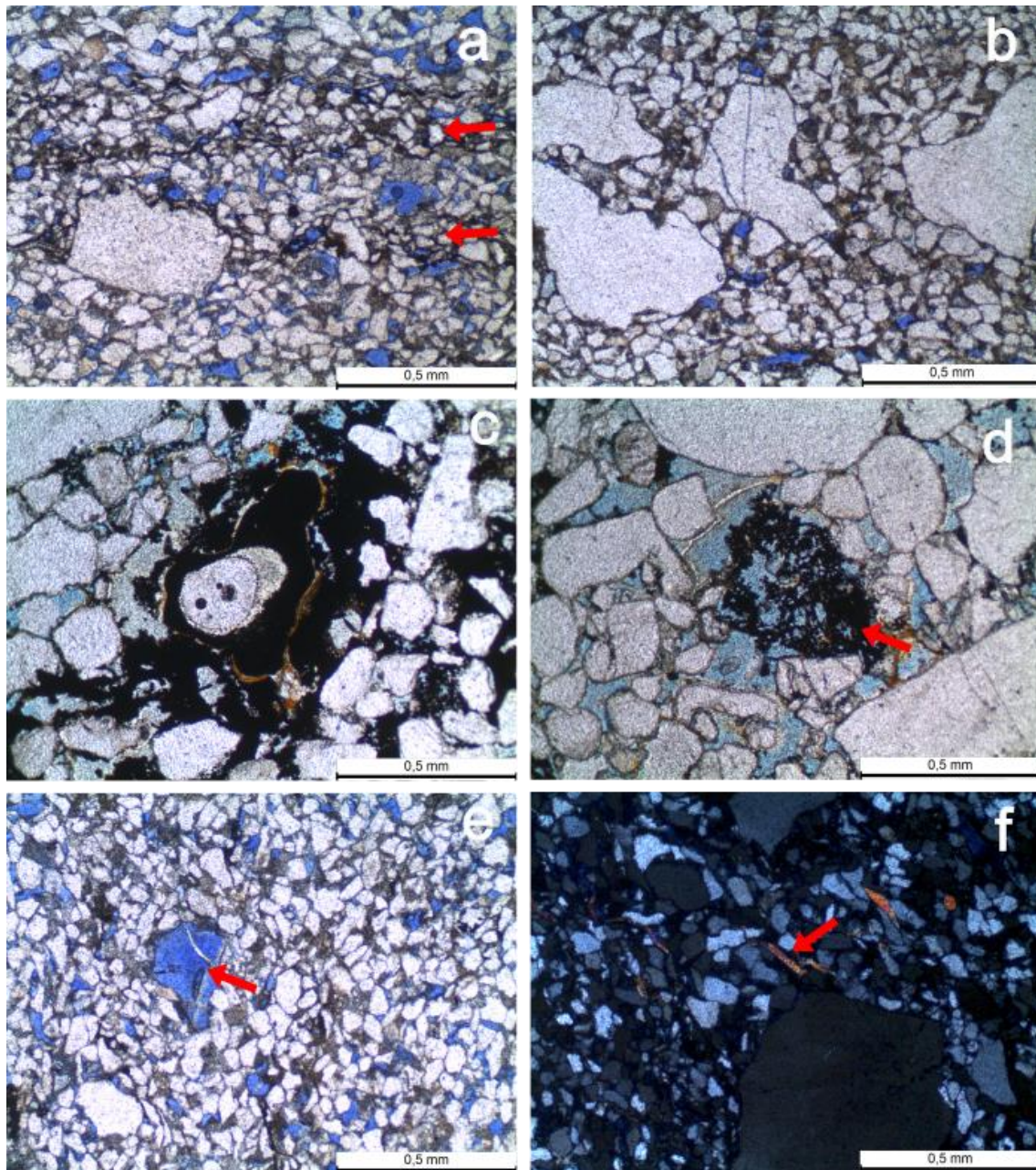


Figura 26 – Petrofácies “A”- lâminas GAF-01 e GSTS-01. **A)** Laminação marcada pela granulometria mais fina (setas vermelhas). **B)** Visão da bimodalidade granulométrica dessa petrofácies. **C)** Cimento de óxido de ferro de coloração avermelhada e cimento de cristais de pirita representada pela coloração preta. **D)** Cimento de microcristais de pirita substituindo provavelmente um intraclasto. **E)** Poro agigantado não conectado indicado pela seta vermelha, ocorrendo predominantemente na foto a porosidade intergranular do tipo poro alongado. **F)** Cristal de biotita vista a nicóis cruzados (indicada pela seta vermelha).

7.5.2 PETROFÁCIES “B” (ARENITO MÉDIO)

Esta petrofácies é constituída por arenitos médios apresentando granulometria média de 0,3 mm. É caracterizada por uma petrotrama homogênea, não ocorrendo nenhuma orientação dos grãos, além de um bom selecionamento, esfericidade moderada e grãos com forma subarredondada, sendo assim classificada texturalmente como uma rocha supermatura.

A mineralogia do arcabouço dessas rochas é constituída principalmente por grãos de quartzo monocristalino, ocorrendo em menor frequência quartzo policristalino, fragmentos líticos, representados por quartzitos, e ocorrendo como mineral acessório, cristais de biotita.

O cimento observado nessa petrofácies possui as mesmas características que as rochas apresentadas na petrofácies “A”, mas ocorre em menor quantidade, o que melhora a sua qualidade porosa. A composição do cimento é dada por microcristais de pirita com hábito esferoidal ocorrendo tanto de forma intergranular, como também sobre os grãos do arcabouço, enquanto que o cimento de óxido de ferro ocorre como manchas envoltivas nos grãos (Figura 27d).

O empacotamento dessa petrofácies é definido como sendo normal, ocorrendo de forma homogênea por toda a lâmina, além de ser identificada uma baixa compactação mecânica e baixa a moderada compactação química, observado pelo aumento da frequência do contato côncavo-convexo entre os grãos.

Devido a menor cimentação dessas rochas, a frequência da porosidade se encontra em torno de 27 a 28%, considerada como excelente. É predominantemente intergranular, ocorrendo em sua maioria como poro alongado, mas se apresentando por vezes como poro agigantado conectado, intragranular e móldica. Em geral a porosidade é encontrada de forma conectada, com tamanho médio de 0,3 mm.

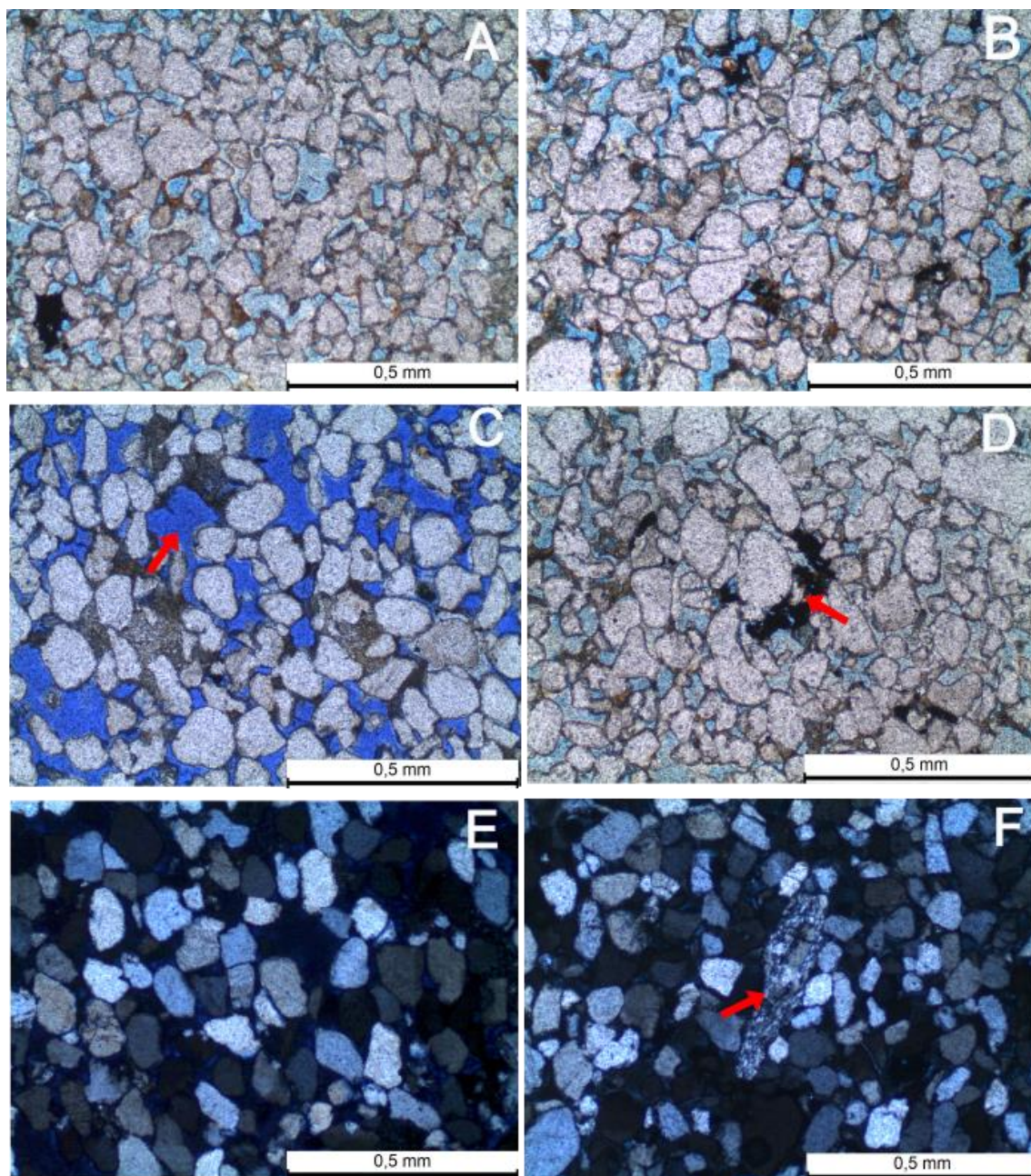


Figura 27 – Petrofácies “B”- lâminas GAF-02 e GSTS-07. **A)** e **B)** Visão geral da petrotrama das lâminas. **C)** Porosidade secundária intergranular do tipo poro agigantado conectado indicado pela seta vermelha. **D)** Microcristais de pirita ao redor de grãos do arcabouço. **E)** Visão da lâmina em nicóis cruzados. **F)** Fragmento lítico de quartzito indicado pela seta vermelha visto a nicóis cruzados.

7.5.3 PETROFÁCIES “C” (ARENITO MÉDIO A GROSSO)

Esta petrofácies é definida por arenito médio a grosso apresentando granulometria bimodal, onde os grãos da fração mais fina têm em média 0,16 mm de dimensão, enquanto que os grãos da fração mais grossa apresentam em média 0,3 mm, podendo chegar a 1,04 mm (Figuras 28a e 28b).

Esses arenitos se encontram pobremente selecionados, com os grãos mais finos apresentando baixa esfericidade e forma subangular e a fração mais grossa ocorrendo com alta esfericidade e de forma subarredondada, sendo assim classificado texturalmente como submaturo. Apresenta uma leve laminação marcada principalmente nas porções com a granulometria mais fina.

O arcabouço dessas rochas é constituído por grãos de quartzo monocrystalino e policristalino, fragmentos líticos, representados por quartzitos, e em menor frequência cristais de biotita. Já o cimento encontrado ocorre com pouca frequência nas rochas analisadas, sendo composto por microcristais de pirita com hábito esferoidal, tendo a sua ocorrência localizada entre os grãos do arcabouço e também sobre eles, enquanto que o cimento de óxido de ferro ocorre como manchas envolventes em relação ao arcabouço no formato de franja.

Essa petrofácies apresenta rochas com empacotamento normal, ocorrendo de forma homogênea, baixa compactação mecânica, devido a pouca presença de grãos fraturados e deformados, e baixa compactação química, evidenciada pelo predomínio do contato pontual entre os grãos.

A principal característica dessa petrofácies é a ótima porosidade apresentada. Representando 33% da lâmina analisada, a porosidade é considerada como excelente e ocorre em sua predominância na forma intergranular do tipo poro alongado, mas ocorrendo também na forma de poro agigantado e porosidade intragranular. Em geral ocorre de forma conectada e com tamanho médio de 0,3 mm.

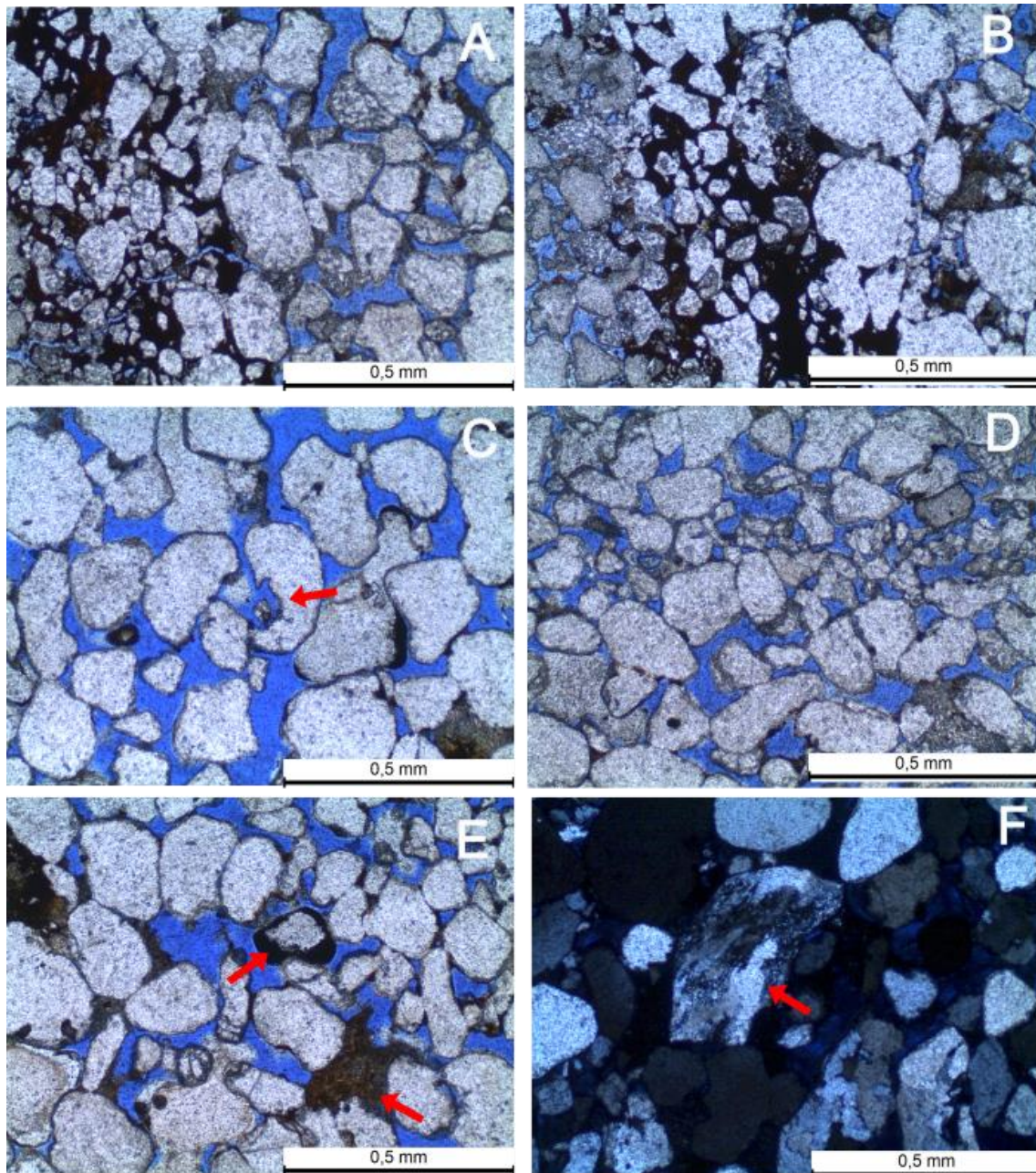


Figura 28 – Petrofácies “C”- lâmina GSTS-05. **A) e B)** Visão da granulometria bimodal dessa petrofácies, com a fração mais fina apresentando forma subangular e a fração mais grossa com forma subarredondada **C)** Grão de quartzo apresentando borda corroída devido à dissolução. **D)** Porosidade tipo poro alongado. **E)** Cimento de óxido de ferro e pirita ocorrendo de forma intergranular. **F)** Fragmento lítico de quartzito indicado pela seta vermelha visto a nicóis cruzados.

7.6 ANÁLISE COMPOSICIONAL

A análise composicional foi realizada através da contagem de 1500 pontos (300 por lâmina delgada). Com a normalização para 100% da contagem modal, foi possível obter as relações percentuais de abundância do arcabouço, como observado na tabela 4. Os dados foram plotados no diagrama triangular de Folk (1968) (Figura 29), com o resultado dessa análise mostrando as cinco lâminas classificadas como quartzarenito.

Tabela 4 – Análise composicional do arcabouço realizada através da contagem modal das lâminas.

Lâmina	Petrofácies	Composição Mineralógica (%)			Classificação
		Quartzo	Feldspato	Fragmentos Líticos	
GAF-01	A	95,4	0	4,6	Quartzarenito
GAF-02	B	98,0	0	2	Quartzarenito
GSTS-01	A	98,5	0	1,5	Quartzarenito
GSTS-05	C	96	0	4	Quartzarenito
GSTS-07	B	97,4	0	2,6	Quartzarenito

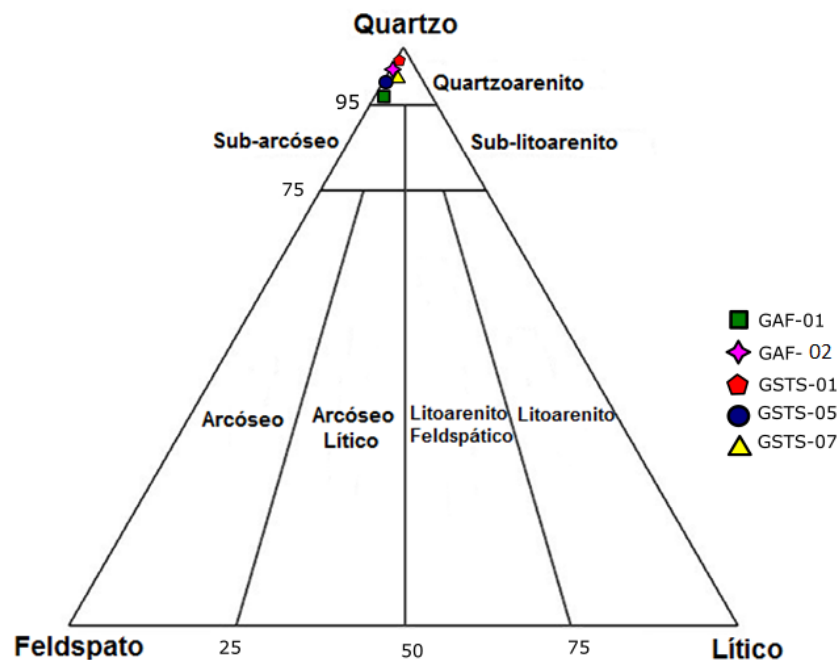


Figura 29 – Diagrama ternário QFL adaptado de Folk (1968) apresentando a classificação das amostras obtidas através da contagem modal.

8. DISCUSSÃO

Os resultados permitiram a interpretação de uma associação de fácies diagnóstica de um ambiente de canal fluvial entrelaçado, compatível com os modelos deposicionais da Formação Serraria propostos anteriormente por Schaller (1969), Garcia (1991) e Campos Neto (2007) para escala regional da bacia.

Do ponto de vista de paleofluxo, o sistema fluvial interpretado tinha trajetória aproximada norte-sul, revelado pelo vetor médio SW-SE dos estratos cruzados. Esse paleofluxo contribuía com o aporte sedimentar na forma de uma corrente perene, predominante sob regime de fluxo inferior num contexto de canal de estilo entrelaçado, sendo suportado pelo amplo predomínio de séries maiores que 50 cm de espessura de arenitos com estratificação cruzada acanalada e tabular em relação as demais (Miall, 1996).

Como forma de contribuir com a análise de detalhe do afloramento numa pequena área da bacia, amplamente discutida sob o ponto de vista regional (e.g. Garcia, 1991), foi proposto um modelo evolutivo local.

Através da análise do perfil vertical 01 e da consistência de dados de paleocorrente unidirecional, foi possível interpretar inicialmente a migração de dunas sub-aquosas de pequena amplitude, em regime de fluxo inferior, semelhante a um contexto de canal principal de rio entrelaçado (tempo 1 - figura 30 e 31). A presença moderada de estratos convolutos na base, podem indicar localmente que as dunas sub-aquosas tinham elevado ângulo de mergulho, o que explicaria a instabilização das frentes das séries convolutas, perturbadas de forma sin-deposicional durante a deposição dos sedimentos, ou alternativamente induzidas por atividade sísmica intermitente na bacia, que facilitaria a deformação das camadas de sedimentos em meio sub-aquoso (Lowe 1976).

A presença de intraclastos pelíticos orientados nos *foresets* das estratificações cruzadas logo acima da superfície S4, sugere pelo menos uma migração do canal principal do rio, formando pequenas planícies de inundação

(tempo 2). Os intraclastos podem explicar o retorno do canal principal do rio (tempo 3) à posição anterior, com consequente erosão da lama decantada no contexto de planícies de inundação laterais (modelo 1, figura 30). A ocorrência de intraclastos também pode ser interpretada como resultado do aumento da vazão do fluxo do canal principal, fazendo com que a associação de fácies de barras de acreção à jusante e laterais desse vez a deposição de sedimentos finos (silte e argila) sobre elas, formando pequenas planícies de inundação internas ao canal (modelo 2 – figura 31), sendo posteriormente seriam erodidas devido à ação de corrente (tempo 3 - figura 31).

A análise do perfil 02, estratigraficamente acima do perfil 01, revela arenito conglomerático na base, indicando possível diminuição da competência da velocidade do fluxo do transporte fluvial. Posteriormente, ainda no tempo 3, ocorre um razeamento da lâmina d'água, evidenciado pela migração lateral de um estrato, interpretado como sendo o topo de barra em regime de fluxo inferior. Durante a transição da diminuição da vazão e da redução do aporte sedimentar no canal para um aumento de fluxo, foi formada a superfície de reativação de duna, apresentada no perfil 02 na figura 22. Observa-se que as séries dos estratos cruzados diminuem de espessura até o intervalo de 2 m, quando a série fica muito delgada, sugerindo assim, a diminuição gradual da lâmina d'água do paleoambiente e das formas de leito que migravam por ele. Essa observação estaria relacionada a uma corrente perene, com redes de drenagem que pareciam mudar de intensidade numa escala de tempo das séries, ou seja, sazonal, anual.

A partir da caracterização petrográfica foi possível observar algumas características dessas rochas que não tinham sido identificadas na macroescala, como por exemplo: a ausência de grãos de feldspato em todas as lâminas estudadas, a presença de cimento de óxido de ferro e de cristais de pirita diminuindo a porosidade, além da ocorrência de diferentes formas de grãos na mesma lâmina, relacionada à diferença da granulometria.

Como foi possível observar na análise das petrofácies, a presença da fração de menor granulometria, com baixa esfericidade e forma subangular, ocorrendo na mesma lâmina que os grãos de maior granulometria com forma

subarredondada e alta esfericidade, pode ser explicada pela diferença do tipo de transporte das partículas. A fração mais fina, devido a sua menor densidade, será transportada preferencialmente por saltação, fazendo com que não ocorra tanto arredondamento, devido a menor intensidade dos choques com outras partículas, enquanto que a fração mais grossa apresenta uma maior densidade, sendo preferencialmente transportada por arrasto, ocorrendo assim uma maior abrasão desses grãos e ocasionando conseqüentemente um maior arredondamento e esfericidade dos mesmos.

Já a ausência de feldspato nessas rochas é interpretada como consequência de uma grande dissolução desses grãos devido à ação de infiltração meteórica durante a telodiagênese, sendo um importante fator para a formação de porosidade secundária dessas rochas. Com isso, por apresentarem essas características diagenéticas e uma boa porosidade, essas rochas são definidas como rochas pertencentes ao Domínio Diagenético Medial da Formação Serraria, segundo Garcia (1998), sendo assim chamadas não apenas de quartzito arenito, mas sim de quartzito arenito diagenético.

A análise da porosidade realizada nas lâminas indica uma porosidade média de 26%, sendo caracterizado como bom reservatório, ocorrendo de forma conectada e em sua grande parte como poro alongado.

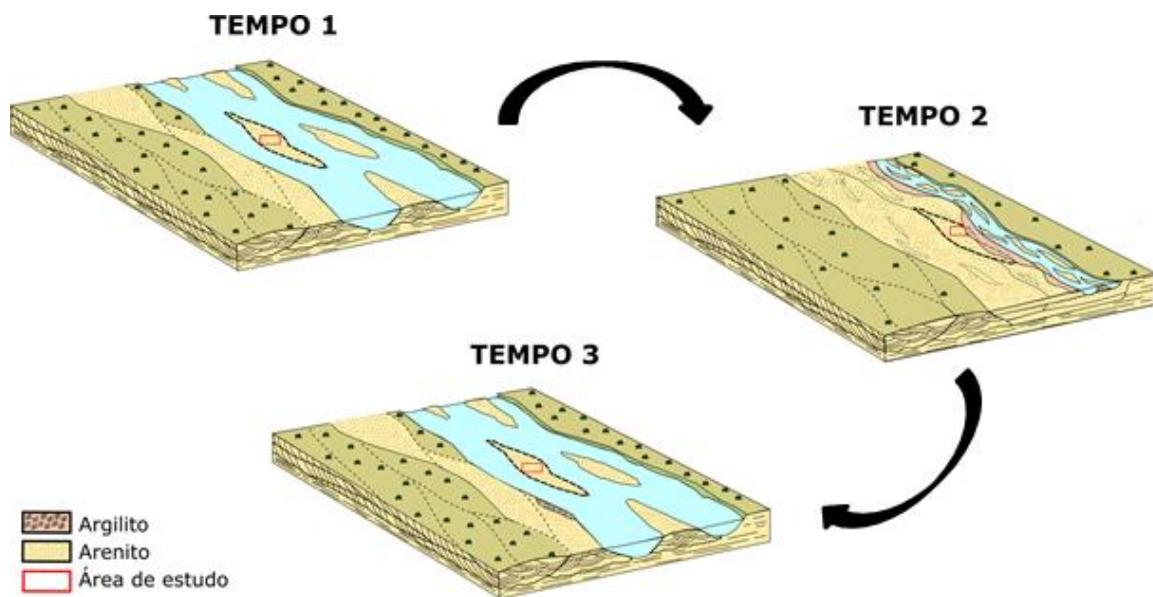


Figura 30 – Modelo 1 da evolução estratigráfica para o afloramento em estudo.

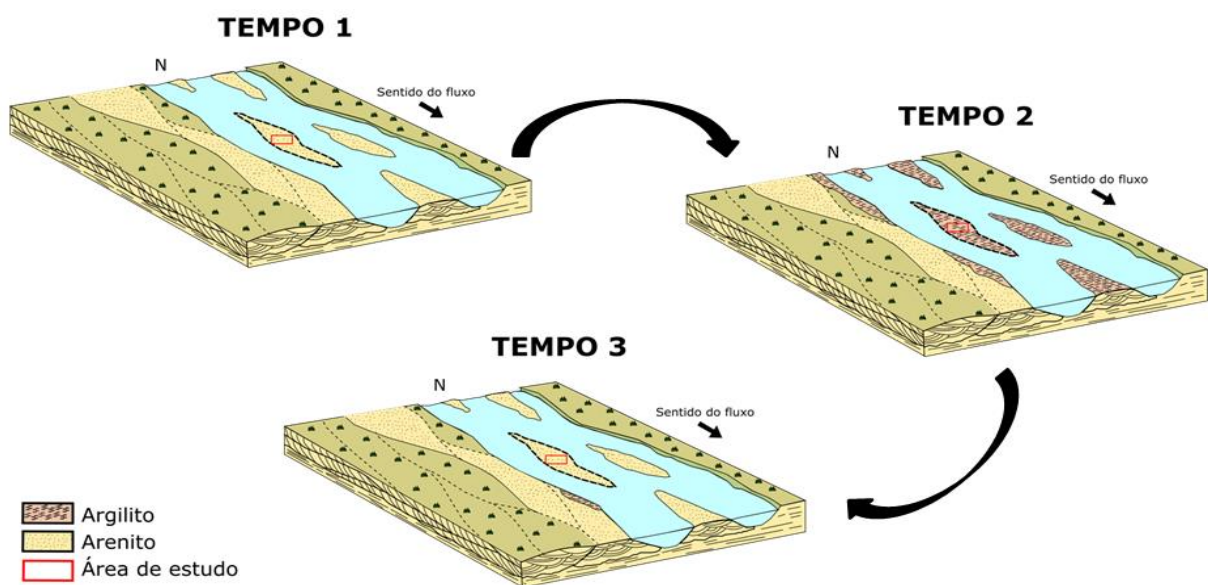


Figura 31 – Modelo 2 da evolução estratigráfica para o afloramento em estudo.

9. CONCLUSÃO

O estudo dos arenitos fluviais da Formação Serraria da sub-Bacia de Alagoas, presente neste TCC, foi possível através da análise faciológica de um afloramento e da caracterização petrográfica dos arenitos correlatos ao nível estratigráfico, resultando na caracterização e interpretação de 5 fácies, 5 ordens de superfícies limitantes, 1 elemento arquitetural e 3 petrofácies.

Os resultados obtidos juntamente com os dados da literatura, permitiram a interpretação para o afloramento em questão como sendo de um ambiente fluvial entrelaçado, representando o registro de uma barra de acreção frontal de meio de canal, com seu paleofluxo principal para sul.

Através da análise petrográfica foi possível caracterizar texturalmente as rochas como submaturas a supermaturas, e composicionalmente como maduras, recebendo a nomenclatura de quartzarenitos diagenéticos. Ainda com o estudo petrográfico, foi possível caracterizar a porosidade dessas rochas como boa a excelente, além de localizá-las no Domínio Diagenético Medial da Formação Serraria.

Como sugestões para trabalhos futuros, a metodologia aqui utilizada pode ser aplicada em outros afloramentos correlatos da própria Formação Serraria, favorecendo assim uma maior confiabilidade à sua reconstrução paleoambiental. Além disso, em função da quantidade limitada de lâminas, trabalhos posteriores podem realizar a caracterização petrográfica mais refinada desses depósitos. Podem-se combinar ainda a essas informações os dados petrofísicos, a fim de obter análises de permeabilidade, contribuindo melhor para a caracterização permoporosa da Formação Serraria. Por fim, essa análise pode ser utilizada para o estudo de reservatórios análogos em subsuperfície pela indústria do petróleo.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAMPOS NETO, O. P. A.; SOUZA-LIMA, W.; GOMES CRUZ, F. E. 2007. **Bacia Sergipe-Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, maio/nov. p. 405-415
- CASTRO, H. R. S. 2016. **Análise de fácies e paleocorrentes de um afloramento na transição pré-rifte rifte da sub-bacia de Sergipe**. 108 p. Monografia de conclusão de curso. Universidade Federal de Sergipe. São Cristóvão.
- COLLINSON, J. D. 1996. Alluvial sediments. In: READING, H. G. 1996. **Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. London: Blackwell Science. p. 37-72.
- CRUZ, L. R. 2008. **Caracterização Tectono-estratigráfica da Sequência Transicional na Sub-Bacia de Sergipe**. 169 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Rio Grande do Norte.
- DE ROS, L. F; GOLDBERG, K. 2007. **Reservoir Petrofacies: a Tool for Quality Characterization and Prediction**. In: AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, CA.
- FEIJÓ, F. J. 1994. **Bacias de Sergipe Alagoas. Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1. p. 149-16
- FOLK, R. L. 1968. **Petrology of sedimentary rocks**. Hemphill Publish Company, AustinTexas.
- GARCIA, A. J. V. 1991. **Estratigrafia, sedimentação e diagênese dos arenitos da Formação Serraria, Cretáceo Inferior da Bacia Sergipe-Alagoas, nordeste do Brasil**. 305 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- GARCIA, A. J. V. 1993. **Quartzo arenitos diagenéticos e a perda da assinatura de proveniência em arenitos fluviais da Formação Serraria, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Acta Geologica Leopoldensia, v. 16. p. 143-164.

- GARCIA, A.J.V.; MORAD, S.; DE ROS, L.F.; AL-AASM, I.S. 1998. **Palaeogeographical, paleoclimatic and burial history controls on the diagenetic evolution of reservoir sandstones: evidence from the Lower Cretaceous Serraria sandstones in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil..** In: Morad S. (ed.). IAS Special Publications 26, *Wiley*, p. 107-144.
- JESUS, C. M. 2004. **Petrografia das rochas siliciclásticas da Formação Urucutuca, Bacia de Almada/porção emersa – BA.** 59 p. Tese de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- LANA, M. C. 1990. **Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar.** In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares - coordenadores Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. M - Petrobras/Serec/Censud, p.311-332.
- LECLAIR, S. F., BRIDGE, J. S. 2001 **Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes.** *Journal of Sedimentary Research*, v. 71. p. 713-716.
- LEOPOLD, L.B. AND WOLMAN, M.G. 1957. **River Channel Patterns, Braided, Meandering and Straight.** U.S. Geol. Surv. Paper. 282-B.
- LOWE, D. R. 1976. **Subaqueous liquefied and fluidizes sediment flows and their deposits.** Louisiana State University, U.S.A.. 24 p
- MCKEE, E. D.; WEIR, G. W. 1953. **Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks.** *Geological Society of America Bulletin*, n.64. v. 4. p. 381-389
- MIALL, A. D. 1978. **Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary.** In: MIALL, A. D. 1978. *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, v. 5, p. 597-604.
- MIALL, A. D. 1985. **Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.** *Earth Sciences Review*, n. 2, p. 261-208.
- MIALL, A. D. 1991. **Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rocks.** In: MIALL A. D. & MIALL, A. D. 1992. **Alluvial Deposits.** In: WALKER, R. G. 1992. *Facies Models*. 2nd. ed. Stittsville, Ontario: Geological Association of Canada. 409 p.

- MIALL, A. D. 1996. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. New York: Springer-Verlag. 582 p.
- MIALL, A. D. 2000. **Principles of sedimentary basin analysis**. Heidelberg, Germany. Springer-Verlag. 616 p
- MELO, T. M. S. 2016. **Caracterização microfaciológica e dos aspectos porosos do intervalo carbonático da Formação Morro do Chaves, sub-bacia de Alagoas**. 170 p. Monografia de conclusão de curso. Universidade Federal de Sergipe. São Cristóvão.
- MIGUEL, G. R. 2012. **Análise faciológica e petrográfica com ênfase nos mecanismos deposicionais dos arenitos de idade campaniano (Neocretáceo), no campo de Uruguá-Bacia de Santos**. 95 p. Monografia de conclusão de curso. Universidade Estadual de Campinas. Campinas.
- NICHOLS, G. 2009. **Sedimentology and Stratigraphy**. West Sussex: Willey Blackwell, 419 p.
- PERRELA, J. M. L., 1963. **Relatório sobre o levantamento geológico do nordeste de Sergipe e sudeste de Alagoas**.
- PETTIJOHN, F. F.; POTTER, P. E. & SIEVER, R. 1973. **Sand and Sandstone**. New York. Springer Verlag. 618p.
- RAMOS, M. A. C. 2016. **Arquitetura deposicional e análise de proveniência de um afloramento da Formação Serraria na sub-bacia de Sergipe**. 79 p. Monografia de conclusão de curso. Universidade Federal de Sergipe. São Cristóvão.
- REESINK, A. J. H.; BRIDGE, J. S. 2009 **Influence of bedform superimposition and flow unsteadiness on the formation of cross strata in dunes and unit bars** — Part 2, further experiments. *Sedimentary Geology*. p. 274–300.
- SCHALLER, H. 1969. **Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas**. Boletim Técnico da Petrobrás, v. 12, p. 21-86.
- SCHUMM, S. A. 1972. **Fluvial paleochannels**.

SCHERER, C. M. S. 2008. Ambientes Fluviais. In: PEDREIRA DA SILVA, A. J. C. L.; ARAGÃO, M. A. N. F.; MAGALHÃES, A. J. C. **Ambientes de Sedimentação Silicilástica do Brasil**. São Paulo: Beca/Ball. p. 102-130.

STANTON, P. T. & WILSON, M. D. 1994. **Measurement of independent variables - composition** (Chapter 14). p 277-291.

SOUZA-LIMA, W.; BENGSTON, P.; ANDRADE, E, J.; GALM, P.C. 2002. **A bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil**. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, v. 1, 34 p.

TUCKER, M. E. 2003. **Sedimentary Rocks in the Field**. Third edition. University of Durham, 234 p.

WALKER, R. G. 1992. **Facies Models**. 2nd. ed. Stittsville, Ontario: Geological Association of Canada. 409 p.

ANEXO 1

Tabela com os dados das medições de paleocorrente e limite de bases realizadas nos dois perfis verticais levantados.

PERFIL 1				
CAMADA	PALEOCORRENTE	LIMITE DE BASE	PC - LB	INTERPRETAÇÃO
14	N185/25	N215/18	30	À jusante
13	N144/22	-	-	-
12	-	-	-	-
11	N225/25	-	-	-
10	N220/20	-	-	-
9	N194/38	-	-	-
8	-	-	-	-
7	N196/29	-	-	-
6	N125/28	-	-	-
5	N167/24	N116/13	51	À jusante
4	N197/25	N75/18	122	Lateral
3	N145/24	-	-	-
2	N218/14	-	-	-
1	N165/32	-	-	-

PERFIL 2				
CAMADA	PALEOCORRENTE	LIMITE DE BASE	PC -LB	INTERPRETAÇÃO
17	N210/30	N250/14	40	À jusante
16	N200/32	-	-	-
15	N155/22	-	-	-
14	-	-	-	-
13	N150/27	-	-	-
12	-	-	-	-
11	N160/27	N163/18	3	À jusante
10	N164/24	N156/20	8	À jusante
9	N182/32	-	-	-
8	N168/21	-	-	-
7	-	-	-	-
6	N195/32	-	-	-
5	N170/27	-	-	-
4	N181/30	-	-	-
3	N175/23	-	-	-
2	N125/30	-	-	-
1	N193/38	-	-	-

ANEXO 2

Tabela com os dados da contagem modal realizada em cada lâmina.

	GAF-01		GAF-02		GSTS-01		GSTS-05		GSTS-07	
CONSTITUINTE	Pontos	%	Pontos	%	Pontos	%	Pontos	%	Pontos	%
Quartzo										
Mono	124	41,33	161	54,0	180	60,66	150	50,0	174	58,0
Poli	40	13,33	24	8,0	30	10,0	23	7,66	16	5,33
Overgrownth	4	1,33	3	1,0	-	-	-	-	-	-
Micas										
Biota	-	-	-	-	7	2,33	-	-	-	-
Mineral acessório	1	Biotita <1%	2	Biotita<1%	-	-	-	Biotita<1%	2	Biotita<1%
Fragmento Lítico	8	2,66	4	1,33	3	1,0	7	2,33	5	1,66
Poros										
Intragranular	-	-	-	-	12	4,0	12	4,0	7	2,33
Móldica sobre o grão	4	1,33	9	3,0	7	2,33	-	-	-	-
Intergranular										
Agigantado	24	8,0	22	7,33	12	4,0	34	11,33	27	9,0
Canal alargado	26	8,6	50	16,33	27	9,0	54	18,0	46	15,33
Cimento										
Pirita entre grão	50	16,6	6	2,0	5	1,66	5	1,66	6	2,00
Pirita sobre grão	13	4,3	3	1	-	-	-	-	-	-
Óxidos	6	2,0	16	5,33	17	5,66	15	5,0	17	5,66
TOTAL	300	100	300	100	300	100	300	100	300	100

